

الجمهورية الجزائرية الديمقراطية الشعبية
République Algérienne Démocratique et Populaire

وزارة التعليم العالي و البحث العلمي
Ministère de l'Enseignement Supérieur et de la Recherche Scientifique

المدرسة الوطنية العليا لعلوم البحر و تهيئة الساحل
Ecole Nationale Supérieure des Sciences de la Mer et de l'Aménagement



MEMOIRE POUR L'OBTENTION DU DIPLOME DE MASTER
EN SCIENCES DE LA MER

Sujet :

**Contribution à l'étude de l'influence du transit sédimentaire
sur le profil d'équilibre d'une plage
(La plage de club des pins)**

Présenté par :

- AZRARAK Rafik
- BEGGAR Hanya

Soutenu le 13/10 /13 devant le jury suivant :

Mr BELKESSA.R	Professeur	(ENSSMAL)	Président
Mr MIHOUBI.M.K	Maître de conférence A	(ENSH)	Promoteur
Mr BOUFEKANE.M	Maître assistant A	(ENSH)	Examineur
M ^{me} MAHDID.S	Maître assistante A	(ENSSMAL)	Examinatrice

Promotion : 2013

Remerciements

Avant tout, nous remercions notre dieu, Allah, le Miséricordieux, l'Unique, le Puissant pour le courage, la protection et la volonté qui nous a donné pour réaliser ce modeste travail.

*Nous tenons à remercier notre promoteur **Mr MIHOUBI .K** de nous avoir suivis et encadrés depuis notre master et pour l'aide scientifique qu'il a su nous apporter tout au long de son élaboration.*

*Nous remercions également **Mr BELKESSA.R** d'avoir accepté de présider le jury de cette soutenance, ainsi que **M^{me} MAHDID.S** et **Mr BOUFEKANE.M** de nous avoir honorés de leur présence, et d'avoir accepté d'examiner ce travail.*

Nos vifs remerciements vont aussi au personnel de la bibliothèque de l'ENSSMAL et à toutes les personnes et les amis qui nous ont aidés de près ou de loin à la réalisation de ce mémoire.

Nous tenons à exprimer notre vive gratitude à tous nos enseignants, depuis la première année fondamentale, jusqu'à la cinquième année universitaire.

Dédicaces

Je dédie ce travail à ma famille et mes amis. Je remercie Adel, Nour el Imene, Asma et Rafik, et tous mes proches pour leurs soutiens et leurs confiances, sans eux ce travail n'aurait pas pu voir le jour.

Hanya

*Je dédie ce travail à mes chers parents et à mes frères et sœurs ;
À tous mes autres proches et mes chers amis ;
Tous simplement, à tous ceux que j'aime et qui m'aiment.*

Rafik

Liste des figures

Liste des figures

Fig I.1 :	Impact du mouvement orbital sur le fond sédimentaire	03
Fig II.1:	Courants générés par une houle frontale (Migniot.C, 1977)	12
Fig II.2 :	Description de la formation des courants de retour (rip curr) (Viguiet.J ,2002)	12
Fig II.3 :	Schéma du mouvement des grains dans les brisants (Ingle, 1974).	12
Fig II.4 :	Évolution des profils d'une plage soumise à des houles de tempête	13
Fig II.5 :	Schéma explicatif du Jet de rive (<i>Swash</i>) (Migniot.C, 1977).	14
Fig II.6 :	Schéma général des courants près de la côte (Inman et Sheperd, 1950)	15
Fig II.7 :	Profil du facteur de forme A en fonction de diamètre D et la vitesse de chute W_s des sédiments, d'après Dean 1987 (adapté en partie de Moore 1982)	18
Fig II.8 :	Profil d'équilibre d'une plage pour un diamètre des grains $D=0.3\text{mm}$ et $D=0.66\text{mm}$ (Dean ,1977)	23
Fig II.9 :	Profil d'équilibre de la zone d'étude pour un diamètre des grains $D=0,16\text{ mm}$ avec le modèle de Dean.	24
Fig II.10 :	Profil d'équilibre de la zone d'étude pour un diamètre des grains $D=0,23\text{ mm}$ avec le modèle de Moore(1982)	25
Fig II.11 :	Profil d'équilibre de la zone avec le modèle de Silvester et Hsu (1993)	26
Fig II.12 :	Le profil type de la zone d'étude	26
Fig II.13 :	Les profils de différents modèles	27
Fig III.1 :	schéma général d'un profil de plage (Mugica.J, 2008).	28
Fig III.2 :	Classification spatio-temporelle des formes sédimentaires observées en zone côtière (Marieu.V, 2007).	30
Fig III.3 :	Pente naturelle d'une plage en fonction de la granulométrie du sable et de leur exposition a la houle (d'après Silvester).	31
Fig IV.1 :	Localisation géographique de la zone d'étude (S.H.F.M., 2000 modifiée)	32
Fig IV.2 :	Réfraction de la houle pour une direction 270°N et une période de 10s (LEM, 2009).	33
Fig IV.3 :	Réfraction de la houle pour une direction 45°N et une période de 10 s (LEM, 2009)	34
Fig IV.4 :	Champs de courants sur la plage de Club des Pins $MWD=270,4^\circ\text{N}$, $H_s=2,71\text{ m}$ (AMIS, 2008).	35
Fig IV.5 :	Transport sédimentaire dans la zone d'étude (AMIS ,2008).	36
Fig IV.6 :	Carte bathymétrique de Club des Pins, 2009 (Assasi et Otmani ,2010)	37
Fig IV.7 :	Carte bathymétrique et les profils tracés dans le secteur de Club des Pins (Assasi et Otmani ,2010)	38

Liste des abréviations

Liste des abréviations

AMIS :	Algerian Coast Management through Integration and Sustainability
CNEXO :	Centre National pour l'Exploitation des Océans
D :	Diamètre
Hs :	Hauteur Significative
LCHF :	Laboratoire Centrale d'Hydraulique de France
LEM :	Laboratoire des Etudes Maritimes
m :	mètre
mm :	millimètre
MWD :	Mean Wave Direction.
N :	Nord
SDAGE	Schéma Directeur d'Aménagement et de Gestion des Eaux du bassin Rhône –
RMC :	Méditerranée-Cors.
SOGREAH :	Société Grenobloise d'Etudes et d'Applications Hydrauliques
T :	Temps
UICN :	Union Internationale pour la Conservation de la Nature et de ses ressources

Sommaire

Introduction.....	01
 Chapitre I Etat de connaissance sur l'hydrodynamique côtier	
I.1. Etude et transformation de la houle non linéaire près du rivage.....	02
I.1.1. La réfraction.....	02
I.1.2. Le phénomène de levée ou (shoaling).....	03
I.1.3. La friction de fond.....	04
I.1.4. Déferlement de la houle.....	04
I.1.5. La diffraction	05
I.1.6. La réflexion	06
 Chapitre II Etat de connaissance sur le transport sédimentaire en milieu côtier	
II.1. Caractéristique générale des sédiments.....	08
II.1.1. Classification des sédiments meubles.....	08
II.2. Influence des facteurs dynamique sur les mouvements des sédiments.....	10
II.2.1. Courants de marée.....	10
II.2.2. Vents.....	10
II.2.3. Action des Houles.....	11
II.2.4. Action des courants.....	15
II.3. Mode de transport des sédiments.....	15
II.4. Etude de théorie d'équilibre de plage.....	16
II.4.1. Définition.....	16
II.4.2. Différents modèles.....	17
II.4.3. Comparaison entre les modèles.....	23
II.4.3. Application de quelque modèle sur la zone d'étude	24
II.4.4. Comparaison entre les modèles.....	27
 Chapitre III Etude morphologique et morphodynamique en fonction de l'équilibre sédimentaire d'une plage	
III.1. Morphologie et morphodynamique.....	28
III.1.1. La morphologie des plages.....	28
III.1.2. La morphodynamique.....	29
III.1.3. La morphodynamique et la granulométrie	31
 Chapitre VI Etudes de cas (la plage de Club des Pins)	
VI.1. Situation géographique.....	32
VI.2. Caractéristiques hydrodynamiques.....	33
VI.2.1. Etudes des houles.....	33
VI.2.2. Etudes des courants.....	34

Sommaire

VI.3. Le transport sédimentaire.....	35
VI.4. Etude bathymétrique.....	36
VI.4.1. La morphologie sous-marine.....	36
VI.4.2. Les profils.....	37
Conclusion générale.....	42
Références bibliographiques	

Introduction

Le littoral est un lieu de rencontre, où s'expriment avec la plus grande diversité des écosystèmes façonnés par l'action des houles, du vent et des embruns (Paskoff. R, 1987).

Dans ce littoral vivant, en équilibre précaire, houles, clapots, vents, marées et surélévation actuelle du niveau moyen des eaux, vont s'associer pour modeler le rivage et lui donner un tracé qui lui est propre mais qui n'est pas immuable et peut se modifier dans le temps si l'un des paramètres naturels vient à être perturbé (Mignot.C,1987).

Les profils de plage transversaux résultent du transit sédimentaire gouverné par les courants induits par les vagues ainsi que les non-linéarités (asymétries) de ces vagues. L'estimation de la direction et de l'intensité de ce transit est un point clé de la prédiction de l'évolution des plages. Malheureusement, la complexité du milieu tri-phasique (eau- air-sédiment) et des processus physiques mis en jeu, rend l'étude de l'influence du transit sédimentaire sur le profil d'équilibre de plage très difficile (Grasso.F, 2009).

Dans ce présent travail, pour bien traiter ce sujet nous avons abordé trois éléments qui peuvent intervenir, en premier lieu un état de connaissance sur l'hydrodynamique en milieu côtier était traité dans le premier chapitre.

Par la suite une connaissance sur le transport sédimentaire en milieu côtier avec une étude de la théorie d'équilibre de plage comprenant de différents modèles proposés par de nombreux auteurs est abordée dans le deuxième chapitre.

Le troisième chapitre présente des généralités sur la morphologie et la morphodynamique en fonction de l'équilibre sédimentaire d'une plage, et le dernier chapitre est consacré pour donner un exemple et cela afin de mener à bien notre travail.

Chapitre I

Etat de connaissance sur l'hydrodynamique en milieu côtier

I.1. Etude et transformation de la houle non linéaire près du rivage

Quand les vagues s'approchent du rivage, elles sont affectées par le fond de la mer à travers plusieurs processus tel que la réfraction, shoaling, friction et déferlement qui peut se produire aussi dans l'eau profonde quand les vagues sont trop escarpées.

Si les vagues rencontrent des structures majeures ou des changements abrupts dans le littoral, elles seront transformées par diffraction. Si elles rencontrent une structure escarpée, la réflexion aura lieu, alors qu'en cas d'une perméable structure, la transmission partielle aura lieu (AMIS, 2008).

I.1.1. La réfraction

A l'approche de la côte, lorsque les vagues commencent à sentir le fond, elles subissent des modifications qui affectent leur direction et leurs caractéristiques. En effet, dès que la profondeur devient inférieure à la moitié de leur longueur d'onde, elles sont freinées dans leur propagation. Elles perdent donc de leur célérité et leurs crêtes ont tendance à se disposer parallèlement aux isobathes (Paskoff.R, 1998).

Le changement de direction est donné par la loi de Snell-Descartes :

$$\frac{\sin \alpha_1}{c_1} = \frac{\sin \alpha_2}{c_2} = Cte \dots\dots\dots (I.1)$$

Avec:

α_1 / α_2 : est l'angle entre une crête et l'isobathe à une certaine profondeur.

C_1 / C_2 : est la célérité à une certaine profondeur.

Cte : constante.

1 et 2 : indices.

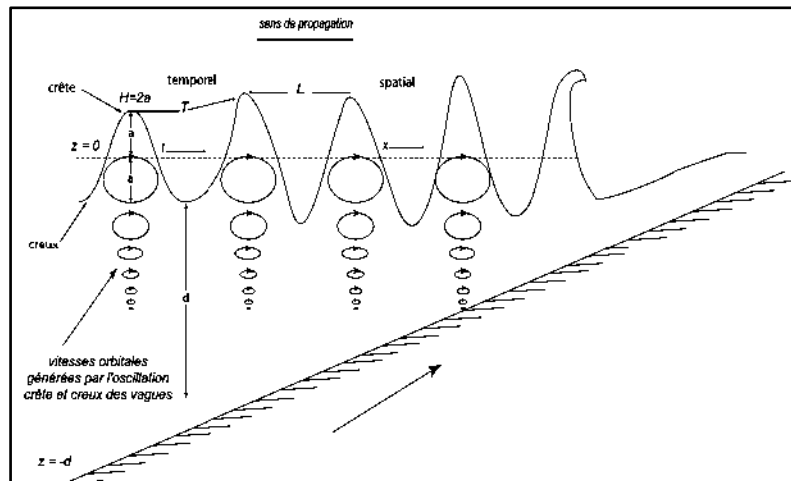


Figure I.1: Impact du mouvement orbital sur le fond sédimentaire.

D'après Migniot et Leclerc 1976 , Si b_0 est l'espacement entre deux orthogonales au large, et si b est l'espacement des deux mêmes orthogonales par profondeur d , on peut écrire :

$$\frac{H}{H_0} = \sqrt{\frac{1}{2n} \frac{C_0}{C}} \sqrt{\frac{b_0}{b}} = \frac{H}{H_0} * \sqrt{\frac{b_0}{b}} \dots\dots\dots(I.2)$$

Le dernier terme de l'équation précédente est appelé coefficient de réfraction :

$$K_R = \sqrt{\frac{b_0}{b}} \dots\dots\dots(I.3)$$

I.1.2. Le phénomène de levé ou (*shoaling*)

Une houle de période donnée se propage sans déformation en eau profonde c'est-à-dire que l'évolution de la forme de l'onde est nulle au cours du temps sous l'hypothèse de non atténuation par effet de viscosité. On considère que la houle se propage en profondeur finie lorsque les orbites décrites par les particules d'eau sous l'effet de la houle ne se referment plus à l'interface eau/sédiments. Dans ce cas, la forme de l'onde propagée évolue parce qu'elle « ressent » la présence du fond.

A l'approche du littoral, l'effet de levée ou (*shoaling*) se traduit par une diminution de l'amplitude de la houle (91.3% de sa valeur au large) puis par son augmentation jusqu'au

déferlement (Dhellemmes, 1991). La longueur d'onde et la vitesse de phase, quant à elles, diminuent du large vers la côte.

D'un point de vue spectral, le *shoaling* se traduit par une variation d'énergie associée à chaque composante. Il affecte la répartition fréquentielle de l'énergie mais n'induit aucune redistribution directionnelle (Brière.C, 2004).

I.1.3. La friction de fond

Le phénomène de friction apparaît lorsque les houles commencent à sentir le fond, ce dernier freine leur mouvement et cause la dissipation d'énergie, et de cette façon la diminution de la hauteur de la vague et la profondeur d'eau augmente de plus en plus (AMIS, 2008).

I.1.4. Déferlement de la houle

Pour une houle de période T se propageant par une profondeur d'eau d , il existe une valeur limite de l'amplitude H au-delà de laquelle il n'y a plus stabilité de l'onde. C'est le déferlement (Migniot et Leclerc, 1976).

Ce dernier résulte d'une instabilité qui se développe à partir de la crête des vagues dès que la vitesse des particules approche de la vitesse de phase de l'onde, avec une cambrure maximale d'une vague régulière est à peu près :

$$\left(\frac{H}{L}\right)_{max} = 0,142 \tanh 2\pi \frac{d}{L} \dots\dots\dots(I.4)$$

H : la hauteur de la vague;

L : la longueur d'onde;

d : la profondeur

Le facteur $\tanh \left(2\pi \frac{d}{L}\right)$ est justement le rapport entre l'amplitude de l'élévation et celle des vitesses orbitales en surface.

- **Les types de déferlement**

Différents types de déferlement peuvent être distingués selon la forme de la vague au moment du déferlement :

- Déferlement glissant (*Spilling*) : déferlement progressif (avec écume sur la crête) généralement associé à des houles de forte cambrure au large sur des plages de pente faible (Migniot et al 1976).

- Déferlement plongeant (*Plunging*) : début "d'enroulement" de la partie supérieure de la crête qui plonge ensuite en avant. On rencontre ce type de déferlement pour des houles de cambrure moyenne sur des plages de pente assez forte (Migniot et al 1976).

- Déferlement frontal (*Surging*) : début de formation analogue au type "plunging", mais projection rapide de la base de la vague vers la côte avant la retombée de la crête. Les houles longues sur des plages de forte pente donnent lieu à un déferlement de ce type dans la plupart des cas (Migniot et al 1976).

- Déferlement par effacement (*collapsing breaker*) caractérisé par une instabilité de la base de la vague alors que le sommet ne semble pas déferler (Brière .C, 2004).

I.1.5. La diffraction

Le phénomène de la diffraction peut aussi affecter la houle. Il se produit lorsque cette dernière heurte au cours de sa propagation l'extrémité d'un obstacle (une jetée par exemple), qu'elle va alors contourner en se déformant.

La diffraction se traduit donc par un changement de direction des vagues qui pénètrent dans le plan d'eau abrité par l'obstacle en s'amortissant rapidement par divergence.

Indépendamment des modifications qui affectent leur direction de propagation, les vagues subissent, quand la profondeur (Z) devient inférieure à la moitié de la longueur d'onde ($Z < \lambda/2$), d'autres transformations qui touchent à toutes leurs caractéristiques sauf la période.

A mesure que la profondeur décroît, la célérité diminue. Elle ne dépend plus, comme au large, de la longueur d'onde et de la période, mais seulement de la profondeur :

$$c = \sqrt{gZ} \dots\dots\dots (I.5)$$

g : étant l'accélération de la pesanteur ($g = 9,81 \text{ m.s}^{-2}$).

La longueur d'onde diminue aussi. Les crêtes se rapprochent les unes des autres, la hauteur augmente, d'où une exagération de la cambrure qui s'exprime par le rapport H/λ . Le profil des vagues est de plus en plus dissymétrique (Paskoff.R, 1998).

Des diagrammes théoriques de diffraction ont été établis dans des cas simples par différents auteurs : Johnson, Lacombe et Wiegel en supposant une profondeur constante : ils donnent, dans la zone diffractée, les courbes d'égal coefficient de diffraction (Migniot et Leclerc ,1976).

$$K' = H/ H_i \dots\dots\dots (I.6)$$

H_i étant l'amplitude de la houle incidente.

I.1.6. La réflexion

Quand une onde se propage en profondeur variable, une partie de l'énergie de cette onde est réfléchi. Si une vague rencontre un obstacle vertical et imperméable, l'énergie réfléchi est beaucoup plus importante que si cette même vague se propage sur un fond de faible pente (Brière .C, 2004).

Par ailleurs, les houles de grande longueur d'onde sont mieux renvoyées que les houles de courte longueur d'onde.

La combinaison d'une houle incidente avec la houle réfléchi sur un obstacle vertical provoque un clapotis qui est un système d'ondes stationnaires dans lequel il n'y a pas globalement d'énergie transmise (Paskoff.R,1998).

Le coefficient de réflexion $K'' = \frac{H_r}{H_i} \dots\dots\dots (I.7)$

Où : H_r : amplitude de la houle réfléchi.

H_i : amplitude de houle incidente.

Pour des plages de pente moyenne de 1/15 à 1/10, le coefficient de réflexion, est inférieur à 10% (Walton, 1992), ce qui suggère que l'énergie réfléchie est inférieure à 1% de l'énergie incidente. Les plages naturelles sont donc généralement considérées comme dissipatives dans la direction transversale (Brière.C, 2004).

Le comportement de la houle près du rivage est un phénomène très complexe en raison de plusieurs facteurs parmi eux la morphologie des espaces littoraux. Dans ce présent chapitre nous avons traité les transformations les plus importants de la houle.

Chapitre II

Etat de connaissance sur le transport sédimentaire en milieu
côtier

II.1. Caractéristique générale des sédiments

II.1.1. Classification des sédiments meubles

D'après Migniot et Leclerc 1976, les classifications des sédiments meubles sont multiples et l'on peut en dénombrer, pour le moins, une vingtaine, d'usage plus ou moins courant. Le critère dimensionnel est celui qui a le plus souvent servi de base à l'établissement des classifications. Il semble que, du point de vue du comportement hydrodynamique des sédiments, le critère fondamental soit plutôt la cohésion. Toutefois cette propriété est en relation, pour d'autres paramètres, avec les caractéristiques dimensionnelles des grains. On peut dire, schématiquement, que la cohésion croît lorsque diminue la dimension des grains

La classification proposée ci-après a donc été établie en prenant, comme critère de base, la cohésion, et comme critère secondaire, la dimension des grains.

- Sédiments non cohésifs

On peut considérer que les sédiments non cohésifs correspondent à ceux d'un diamètre supérieur à 64 microns.

Les différentes divisions sont :

- | | |
|-----------------------|--------------------------------|
| a) Les rudites | $D > 2 \text{ mm}$ |
| • blocs | $D > 200 \text{ mm}$ |
| • galets | $20 < D < 200 \text{ mm}$ |
| • graviers | $2 < D < 20 \text{ mm}$ |
| b) Les arénites | $0,065 < D < 2 \text{ mm}$ |
| • sable très grossier | $1 < D < 2 \text{ mm}$ |
| • sable grossier | $0,5 < D < 1 \text{ mm}$ |
| • sable moyen | $0,25 < D < 0,5 \text{ mm}$ |
| • sable fin | $0,125 < D < 0,250 \text{ mm}$ |
| • sable très fin | $0,064 < D < 0,125 \text{ mm}$ |

Du point de vue de la composition pétrographique, les rudites sont surtout constituées par des débris de roches et les arénites par des grains de quartz et de calcaire (organique ou minéral).

- Sédiments cohésifs

Les sédiments cohésifs correspondent à ce que l'on appelle communément les vases. Ils sont constitués, du point de vue granulométrique, par une majorité d'éléments inférieurs à 64 microns qui sont les lutites (terme rigoureux) ou pélites (terme couramment usité).

Les lutites comprennent :

- - les sables $0,02 < D < 0,065$ mm
- - les poudres $0,001 < n < 0,02$ mm
- - les précolloïdes $0,0001 < D < 0,001$ mm
- - les colloïdes $D < 0,0001$ mm

- Les sables sont constitués essentiellement de quartz.
- Les poudres : de quartz, mica et minéraux argileux.
- Les précolloïdes : de minéraux argileux.
- les colloïdes : de silice, d'hydroxydes (de fer en particulier) et de complexes organiques jouant un rôle important dans les processus de cohésion et de floculation.

Les matériaux cohésifs ont des propriétés physico-chimiques spécifiques, liées aux caractéristiques de leurs composants, (entre autres la floculation, la viscosité, la consolidation) dont dépend le comportement des sédiments sous des actions hydrodynamiques telles que les courants ou les houles (Migniot et Leclerc, 1976).

Les sédiments cohésifs résultent principalement de la présence d'argiles et/ou de matières organiques. Les grains tendent à se lier entre eux et à former des agrégats ou floes, la taille effective des floes change continuellement sous l'effet des propriétés physicochimiques du milieu (tel que salinité) et de l'énergie turbulente de l'écoulement. Leur densité varie en fonction de leur teneur en matières organiques, en eau interstitielle ou encore selon leur composition minéralogique. Ce sont les vases (Chauchat, J, 2007).

II.2. Influence des facteurs dynamiques sur les mouvements des sédiments

La marée, le niveau de la mer (surcôte), les vents, la houle sont les principaux facteurs naturels agissant dans la dynamique sédimentaire, notamment par le biais des courants qu'ils génèrent.

A l'exception de la marée, ces facteurs sont des corollaires de phénomènes d'origine climatique. Ceux-ci découlent de l'organisation du champ de pression atmosphérique à l'échelle planétaire, de ses variations, de la situation géographique du lieu considéré, de l'orographie (relief) (SDAGE RMC, 2005).

II.2.1. Courants de marée

Ces courants résultent essentiellement des mouvements de marée. Contrairement à une opinion encore répandue, les courants marins ainsi définis sont loin d'être le principal agent de transport en milieu littoral : les houles et les courants associés jouent un rôle bien plus considérable.

II.2.2. Vents

Le vent a une action primordiale dans la dynamique sédimentaire :

- d'une part, il est responsable de la génération de la houle,
- d'autre part, il joue un rôle important en agissant directement sur les sédiments de la plage émergée.

Cette action intervient dans le bilan sédimentaire en se combinant à celle de la houle : le vent de mer reprend les matériaux précédemment déposés par la houle et alimente la dune, pour autant que le sable soit sec. Réciproquement, le vent de terre alimente la dérive littorale par les matériaux arrachés à la dune.

Le vent est susceptible de transporter des quantités de matériaux sableux d'autant plus considérables, que ceux-ci sont de granulométrie fine.

II.2.3. Action des Houles

La houle est le principal facteur susceptible de mettre les matériaux en mouvement.

- Action des houles frontales

Au large, avant la zone de déferlement, les vitesses orbitales de la houle près du fond vont mettre les particules en mouvement et, compte tenu du fait que, dans la majeure partie des cas, les orbites ne sont pas fermées, ces particules vont être entraînées vers la côte (Figure II.1 ci-après).

Par des profondeurs de 10 m, des houles de 5 m de creux entraînent des particules de 1 mm, les particules fines de 0,2 mm à 0,4 mm étant mises en mouvement dès que le creux dépasse 2 m.

Dans la zone de déferlement, les vitesses des particules d'eau proches du fond sont suffisamment importantes pour que les matériaux soient entraînés par charriage et par saltation. C'est ce que l'on observe le long des plages : à vague montante, le sable est entraîné avec la vague, puis se dépose en partie, tandis que le reste repart avec la lame descendante (Figure II.2).

L'action des houles frontales, qui est fonction de l'intensité des tempêtes, peut être représentée comme indiqué (Figure II.3).

La zone de déferlement est le siège d'une intense activité sédimentologique. Dans certaines conditions de mer à faible marnage, où le déferlement se produit toujours dans la même zone, on constate une forte accumulation de matériaux sous forme de barre qui provoque et facilite le déferlement. Le phénomène s'autoentretient (Migniot.C ,1977).

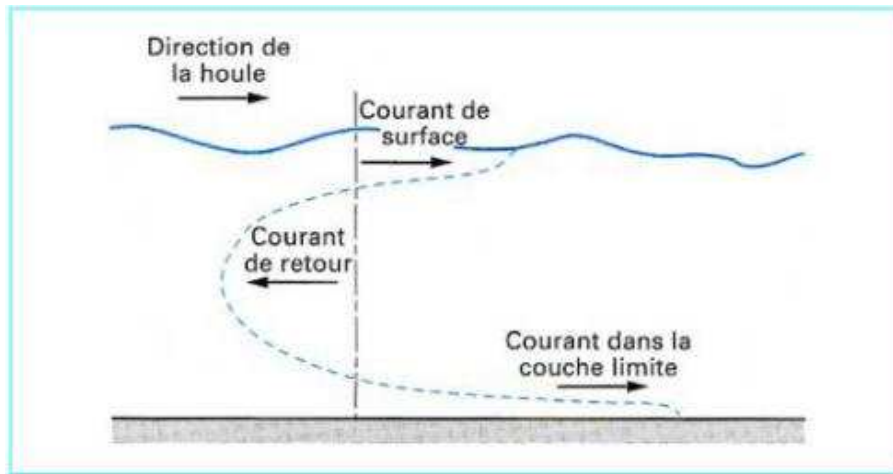


Figure II.1 : Courants générés par une houle frontale (Migniot.C, 1977)

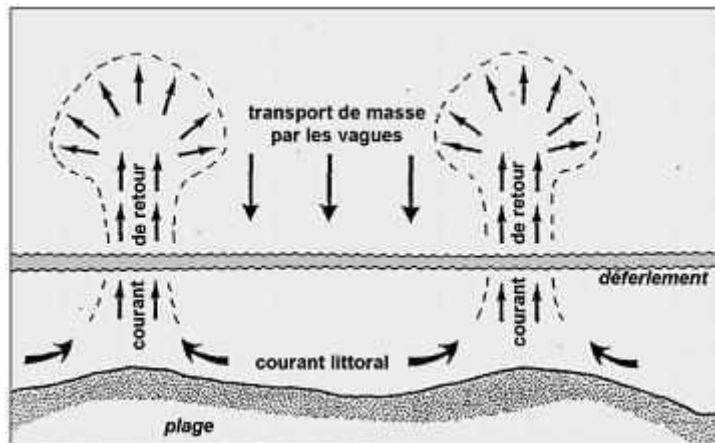


Figure II.2 : Description de la formation des courants de retour (rip curr) (Viguiet.J ,2002)

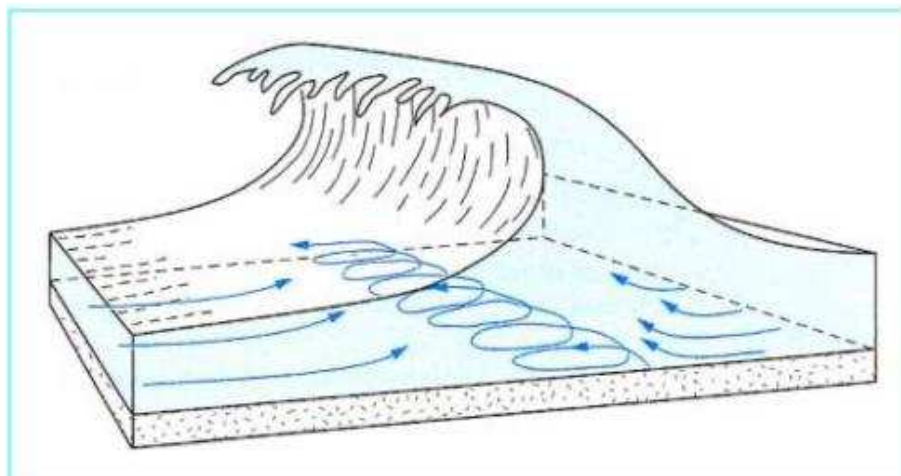


Figure II.3 : Schéma du mouvement des grains dans les brisants (Ingle, 1974).

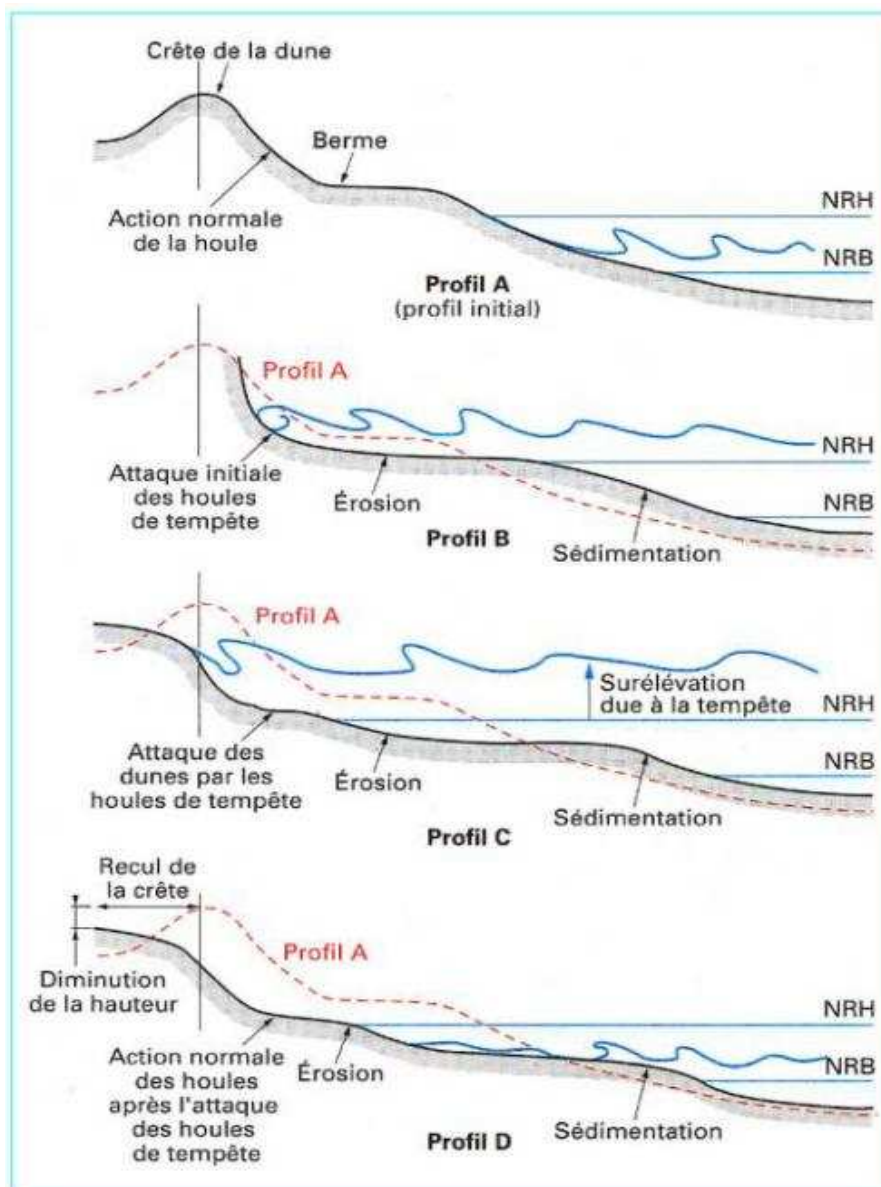


Figure II.4 : Évolution des profils d'une plage soumise à des houles de tempête

- **Action des houles obliques**

Lorsque la houle est inclinée par rapport au rivage, on constate l'apparition de courants de houle qui vont transporter les matériaux préalablement mis en mouvement. Sur le rivage, la descente de la lame ne se fait plus alors dans la même direction que la montée et les matériaux vont se déplacer en dents de scie : c'est le phénomène du jet de rive (figure II.4).

Chapitre II

Le transport des matériaux se fait de façon inégale suivant la nature de la côte, l'existence ou non d'une barre et les conditions de houle. Il n'est donc pas possible de donner de formule générale sur le transport solide (Migniot.C, 1977).

Toutefois, la formule mise au point par le Laboratoire Central d'Hydraulique de France (LCHF) et la Société Grenobloise d'Etudes et d'Applications Hydrauliques (SOGREAH) pour les sables permet d'estimer des ordres de grandeur du débit solide parallèlement à la côte :

$$Q = H^2 T \frac{Kg}{\gamma} f(\alpha) \dots\dots\dots (II.1)$$

- Avec Q : débit solide (m³/s),
 H : creux significatif de la houle,
 T : période moyenne de la houle,
 α : angle d'incidence de la houle (ces trois dernières grandeurs sont mesurées par des profondeurs de l'ordre de 15 m),
 g : accélération due à la pesanteur,
 γ : cambrure de la houle au large.

$$f(\alpha) = \text{Sin} \frac{7\alpha}{4} \dots\dots\dots (II.2)$$

K : coefficient dépendant du matériau et fonction de la dimension moyenne, de la masse volumique et de la forme des grains :

- pour les sables siliceux compris entre 0,25 et 0,5 mm : K est compris entre 3 x 10⁻⁶ et 4,5 x 10⁻⁶ ;
- pour les sables coquilliers plats de 0,5 mm : K est de l'ordre de 6 x 10⁻⁶.

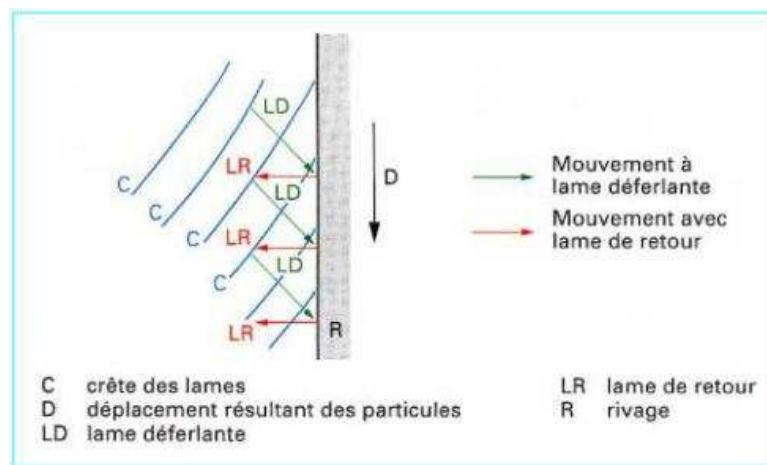


Figure II.5 : Schéma explicatif du Jet de rive (*Swash*) (Migniot.C, 1977).

II.2.4. Action des courants

Les courants marins ont deux actions principales sur les sédiments :

- ils peuvent transporter les matériaux préalablement mis en mouvement ou en suspension par d'autres actions hydrodynamiques telles que la houle ;
- s'ils dépassent une certaine vitesse, comme les courants de marée dans les estuaires, ils sont à même de mettre en mouvement les matériaux et de le transporter.

Dans la zone littorale, les courants généraux se superposent aux courants locaux généralement dus à la houle. Les différents courants (figure II.5)

- de retour (*undertow*) ;
- rip-currents (parfois appelés plaques de ressac ou lames de fond) ;
- d'expansion latérale de la houle.

vont sculpter le littoral pour aboutir à un équilibre momentané (Migniot.C,1987).

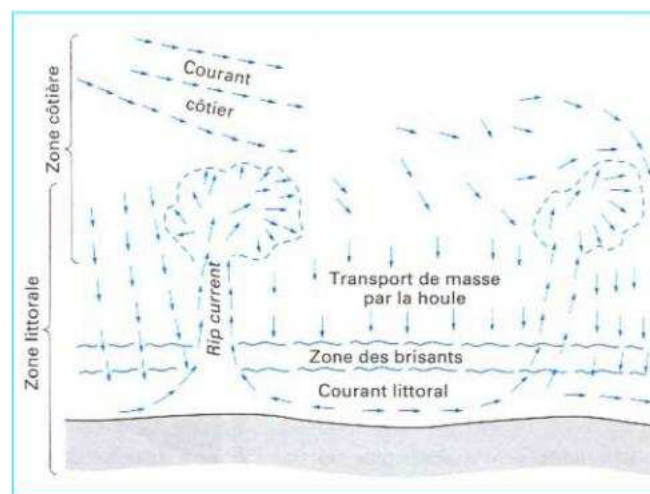


Figure II.6 : Schéma général des courants près de la côte (Inman et Sheperd, 1950).

II.3. Mode de transport des sédiments

D'après Chauchat.J, 2007, il existe trois modes de transport des particules : le roulement ou charriage, la saltation et la suspension. Ces trois modes peuvent être simultanés et les particules concernées par chaque mode dépendent des conditions d'écoulement (Contrainte de cisaillement sur le fond).

- **Le transport par roulement ou charriage** : concerne les grains de la couche superficielle des sédiments non-cohésifs qui roulent sur le fond dans le sens de l'écoulement jusqu'à trouver une nouvelle position d'équilibre. Ce mode de transport se produit essentiellement lorsque la contrainte de frottement est proche de la contrainte critique de mouvement.
- **Le transport par saltation** : apparaît lorsque le seuil de mouvement est dépassé. L'impulsion fournie par le fluide fait sauter les particules au-dessus du fond suivant une trajectoire balistique. La hauteur maximale atteinte par les grains est de l'ordre de grandeur du diamètre de celle-ci.
- **Le transport en suspension (ou *suspended load*)** : se produit lorsque l'écoulement est suffisamment fort pour maintenir en suspension les particules sans que celles-ci ne se redéposent. Les particules concernées par ce mode de transport sont les sables, les silts et les argiles. La taille et le poids des particules transportées sont en relation directe avec l'intensité de l'écoulement.

D'après Bagnold (1973) la distinction principale se fait entre le transport en suspension et le transport par charriage sur le fond (bed load) comprenant le roulement et la saltation. Dans le cas du transport par roulement et par saltation, l'impulsion fournie par le fluide est sur l'horizontale contrairement au transport en suspension.

Les sédiments non-cohésifs peuvent être transportés par ces trois modes, charriage sur le fond, saltation et transport en suspension. Par contre, les sédiments cohésifs sont principalement transportés en suspension (*suspended load*) et leur érodabilité varie en fonction de l'état de consolidation des dépôts de vase sur le fond (Chauchat.J, 2007).

II.4. Etude de théorie d'équilibre de plage :

II.4.1. Définition

Le profil de la plage c'est la variation de la profondeur d'eau avec la distance au large de la côte. Le profil d'équilibre de la plage est conceptuellement le résultat de l'équilibre des forces destructrices contre constructive. Dans le laboratoire, il est relativement facile de construire l'équilibre en exécutant un train de vagues stationnaires sur une plage de sable pendant une longue période.

A partir d'une certaine profondeur, une action des fonds sur la houle et action de la houle sur les matériaux se manifeste ; ainsi, pour des caractéristiques de matériau et de houle du large, ces actions tendent à s'équilibrer, et la plage prend une forme stable que l'on appelle profil d'équilibre (L.C.H.F).

En toute rigueur, le profil d'équilibre n'existe que pour une plage rectiligne non soumise à une érosion ou une sédimentation d'ensemble (produite par exemple par la présence d'un ouvrage) (L.C.H.F).

Dean(1983), l'a défini comme une idéalisation des conditions qui se produisent dans la nature pour des caractéristiques particulières du sédiment et des conditions de vagues constantes.

Moore (1982) a suggéré qu'un équilibre dynamique de profil de plage, change sans interruption en réponse aux conditions de la zone de surf (les conditions des vagues déferlantes).

Et finalement Kriebel et al. (1991) ont déclaré qu'un profil de plage en réel équilibre n'existe jamais dans la nature parce que le niveau d'eau près de la côte, les caractéristiques des vagues (la période et la hauteur) et les courants changent constamment.

II.4.2. Différents modèles

De nombreux auteurs ont étudié la forme d'équilibre des profils de plage et ont proposé des équations permettant de déterminer cette forme en fonction de différents paramètres. Nous nous bornerons ici à citer les plus connues :

A- Modèle de Dean 1977 :

A partir de mesures et de la prise en compte des diverses forces en jeu dans la zone de déferlement, [Dean, 1977] a montré que le profil de plage pouvait être décrit par une équation du type suivante :

$$d = Ax^{2/3} \dots\dots\dots (II.3)$$

Chapitre II

Avec: d : Profondeur d'eau ;

x : distance à la côte.

A : c'est un facteur de forme dépendant du sédiment constituant la plage.

Le paramètre A prend des valeurs suivantes en fonction du diamètre des grains :

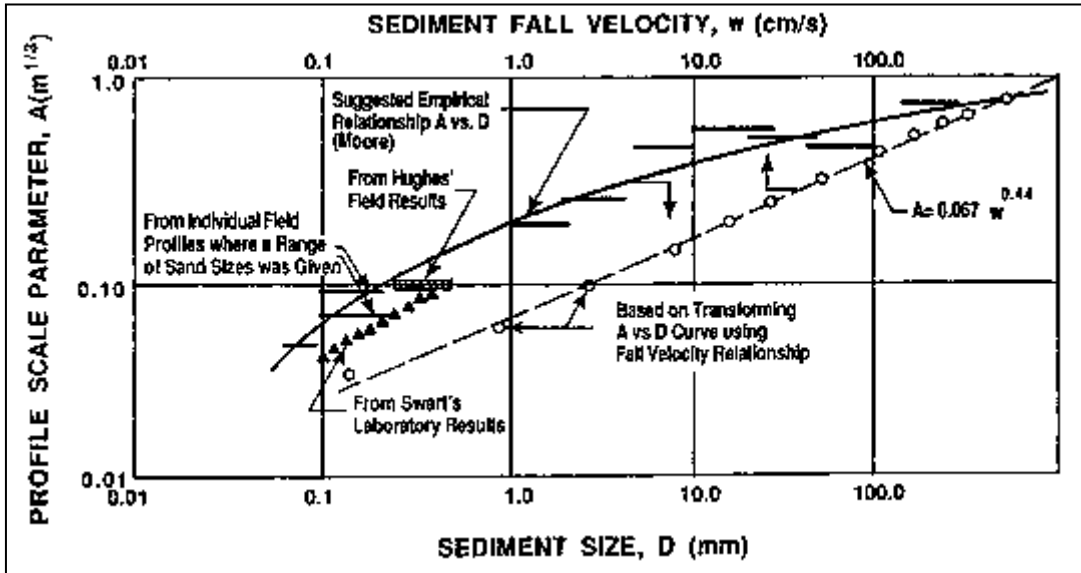


Figure II.7: Profil du facteur de forme A en fonction de diamètre D et la vitesse de chute W_s des sédiments, d'après Dean1987; (adapté en partie de Moore 1982).

Dean (1987) a montré que le paramètre A est lié directement avec la vitesse de chute des sédiments avec l'équation suivante : $A = 0.067 w^{0.44}$ (II.4)

La vitesse de chute est mise en rapport avec plusieurs paramètres tel que le diamètre du sédiment et la température .Hallermeier (1981) a développé une équation pour une grande gamme de sable de plage. Pour des sable de taille entre 0.15 mm à 0.85 mm et températures de 15 à 25°C, l'équation est la suivante :

$$W = 14 D^{1.1} \dots\dots\dots (II.5)$$

avec D est le diamètre (médiane) des sédiments.

Donc A peut s'exprimer avec : $A = 0,21 D^{0.48} \dots\dots\dots (II.6)$

Le paramètre A contrôle la pente du profil. Le tableau ci-dessous, représente les valeurs du coefficient A ($m^{1/3}$) pour des diamètres $0,10 \leq D \leq 1,09$.

Tableau II.1: Valeur du coefficient A en fonction du diamètre des sédiments (Dean, Dalrymple, 2004)

D (mm)	0.00	0.01	0.02	0.03	0.04	0.05	0.06	0.07	0.08	0.09
0.1	0.063	0.0672	0.0714	0.0756	0.0798	0.084	0.0872	0.0904	0.0936	0.0968
0.2	0.100	0.103	0.106	0.109	0.112	0.115	0.117	0.119	0.121	0.123
0.3	0.125	0.127	0.129	0.131	0.133	0.135	0.137	0.139	0.141	0.143
0.4	0.145	0.1466	0.1482	0.1498	0.1514	0.153	0.1546	0.1562	0.1578	0.1594
0.5	0.161	0.1622	0.1634	0.1646	0.1658	0.167	0.1682	0.1694	0.1706	0.1718
0.6	0.173	0.1742	0.1754	0.1766	0.1778	0.179	0.1802	0.1814	0.1826	0.1838
0.7	0.185	0.1859	0.1868	0.1877	0.1886	0.1895	0.1904	0.1913	0.1922	0.1931
0.8	0.194	0.1948	0.1956	0.1964	0.1972	0.198	0.1988	0.1996	0.2004	0.2012
0.9	0.202	0.2028	0.2036	0.2044	0.2052	0.206	0.2068	0.2076	0.2084	0.2092
1.0	0.210	0.2108	0.2116	0.2124	0.2132	0.2140	0.2148	0.2156	0.2164	0.2172

B- Modèle de Per Bruun (1955)

a proposé l'équation suivante : $X = k Y^{3/2}$ (II.7)

X représentant la distance horizontale de chaque point du profil à la trace du niveau de repos des eaux sur la plage et Y la profondeur de chaque point du profil sous le niveau de l'eau.

Malheureusement cette formule, établie à partir du cas particulier de la lagune de LIME (DANEMARK) pour laquelle k = 0,09, ne tient pas compte de la granulométrie des matériaux.

C- Modèle de Larras (1959) :

A partir d'essais en laboratoire et d'observations faites en nature par le BEACH EROSION BOARD, Larras a proposé :

$$\frac{X}{L_0} = K \frac{Y^m}{L_0} \dots\dots\dots (II.8)$$

Avec $K = \frac{H}{L_0} + 0.039 \frac{D^{1/2}}{a^{1/3}}$ (D en m)(II.9)

$$m = 11.5 \frac{H}{L_0} + 0.0275 \frac{1}{a^{1/3}} - 0.05 \dots\dots\dots (II.10)$$

D- Modèle de Sitarz (1963) :

Plus récemment Sitarz a proposé une expression de la forme :

$$X = \frac{0.95 Y^2}{a^{1/2} D H_0^{3/2}} + X_0 \dots\dots\dots(\text{II.11})$$

Pour $X > X_0$

X_0 représentant la distance horizontale de chaque point du profil à la ligne de déferlement. Pour déterminer X_0 , SITARZ a proposé :

$$X_0 = A_1 \frac{H^{3/2}}{a^{1/2} D^{1/2}} \dots\dots\dots(\text{II.12})$$

Relation analogue à celle proposée par KEMP en 1960 à la suite d'essais en canal :

$$X_0 = 44 \frac{H d^{3/2}}{D^{1/2}} \quad D \text{ en mm et } H, d, X_0 \text{ en m}$$

Selon l'auteur, le coefficient A_1 doit être pris respectivement égal à 43,5, 66 et 75 suivant qu'il s'agit d'essais en canal, en cuve à houle ou de profils en nature.

E- Modèle de Sogreah

À partir d'essais en laboratoire en houle régulière et d'observations en nature, Sogreah a proposé de représenter les profils d'équilibre des plages par des paraboles de degré fractionnaire:

$$X/L_0 = Y (X/L_0)^m \dots\dots\dots(\text{II.13})$$

Avec :

X : Distance horizontale à la laisse de l'eau

Y : Profondeur sous le niveau de repos

Lo : Longueur d'onde de la houle au large

$$K = H/Lo + 0,04 D^{1/2} / (q_s/q - 1)^{1/3}$$

$$m = 11,5 H/Lo + 0,0275 (q_s/q - 1)^{1/3} - 0,05$$

D : étant le diamètre des grains en mm

ρ_s/ρ : la densité des sédiments

H : étant la hauteur des vagues aux abords du profil

A partir de cette formule, on remarque que la pente des fonds est d'autant plus faible que le diamètre des particules est plus petit et la houle plus cambrée.

F- Modèle de Mandhar et Queennec :

Ils ont proposé l'équation :

$$Y = a X^b \dots\dots\dots(\text{II.14})$$

La valeur de "b" pour les plages du Delta du Nil, varierait suivant que la plage est en érosion, stable ou en sédimentation.

Type de plage	Erosion	Stable	Sédimentation
Valeur de "b"	< 0,57	0,57 à 0,72	> 0,72

La valeur de "a" serait de : $\log a = -0,518 b + 1,2$

G- Modèle de Moore 1982 :

Moore a montré, à partir de mesures systématiques que le paramètre A est proportionnel à la profondeur d, le diamètre moyen des sables, il propose l'équation suivante pour décrire le profil moyen d'équilibre :

$$d(x) = A(d) x^{2/3} \dots\dots\dots(\text{II.15})$$

$$A(d) = \frac{24}{5} [D_{de} / \rho g^{3/2} k_1^2]^{2/3} \dots\dots\dots(\text{II.16})$$

$k_1 = 0,8$ étant le rapport entre la hauteur des vagues de déferlement à la profondeur de l'eau.

A (d) est le paramètre d'échelle de profil qui dépend de la taille des sédiments D, ou de façon équivalente la vitesse de chute des particules de sédiments w_s .

D_{de} est la dissipation d'énergie de vague par unité de volume dans la zone de déferlement.

Le paramètre de forme de profil A, qui commande l'inclinaison du profil. L'ajustage de précision des données de champ donné par [Moore, 1982] et [Kraus, 1992].

$$A = 0,41 (d_{50})^{0,94} \quad d_{50} < 0,4$$

$$A = 0,23 (d_{50})^{0,32} \quad 0,4 \leq d_{50} < 10$$

$$A = 0,23 (d_{50})^{0,28} \quad 10 \leq d_{50} < 40$$

$$A = 0,46 (d_{50})^{0,11} \quad 40 \leq d_{50}$$

Une telle formulation est intéressante car pour un site donné elle peut être ajustée, connaissant la profondeur d, sur le profil moyen et en déduire le profil d'équilibre.

Il existe d'autres modèles représentant le profil d'équilibre d'une plage.

H- Modèle de Bodge (1992) :

Qui a proposé l'équation suivante :

$$d = B (1 - e^{-kx}) \dots\dots\dots(\text{II.17})$$

Où : $3 \times 10^{-5} < k < 1,16 \times 10^{-3}$

I- Modèle de Silvester et Hsu (1993) :

$$d = 0,111 x^{0,575} \dots\dots\dots(\text{II.18})$$

Ils ont constaté qu'il y a des changements de la distance transversale de la crête, de la barre de la rive.

J-Modèle de Larson et al (1999) :

$$x = \frac{d}{m} + \left(\frac{d}{A}\right)^{3/2} \dots\dots\dots(\text{II.19})$$

$d = mx$: zone peu profonde.

$d = Ax^{2/3}$: zone profonde.

II.4.3. Comparaison entre les modèles :

A titre de comparaison, nous constatons que les auteurs ont établi des équations pour décrire les profils d'équilibre des plages, en se basant essentiellement sur la profondeur et la distance de la ligne du rivage, avec quelques différences concernant les paramètres des équations.

Le modèle de Dean représente un profil simple, sous forme d'une courbe concave, avec une pente déterminée par un facteur de forme qui dépend du sédiment. C'est le même cas pour le modèle de Bruun.

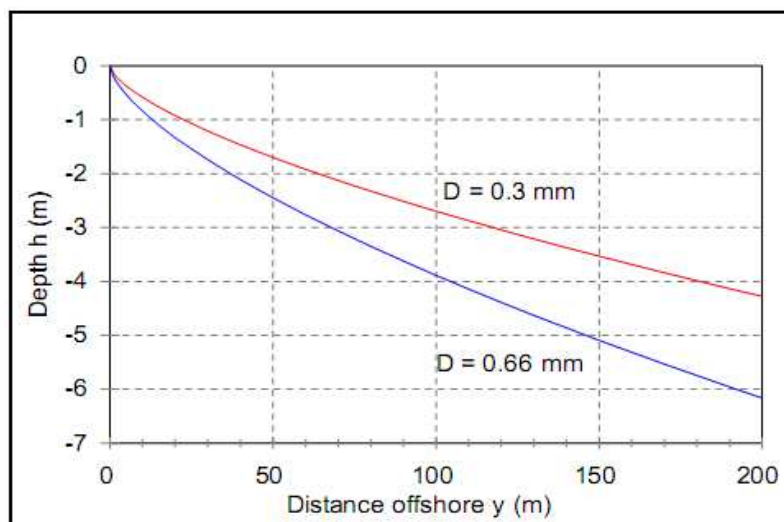


Figure II.8 : Profil d'équilibre d'une plage pour un diamètre des grains $D=0,3$ mm et $D=0,66$ mm (Dean, 1977)

A la suite d'essais réalisés en 1965, Bonnefille et Pernecker ont conclu que la formule de Larras (1959) décrivait bien la forme des profils de plage dans le haut de plage, tandis que celle de Sitarz (1963) était applicable au large du déferlement, dans une zone où le mouvement du matériau est plus faible (Leclerc.J et Migniot .C,1976)

Généralement les profils décrits par les différents modèles sont presque de même forme, représentés par une courbe concave avec une pente importante à la côte, puis elle diminue progressivement au large. La différence est la pente de chaque profil, et cela due au facteur de forme qui dépend d'autre paramètre comme la granulométrie.

II.4.3. Application de quelque modèle sur la zone d'étude

Dans cette partie nous avons essayé de faire une application de quelque modèle avec des paramètres convenant avec notre zone d'étude, afin de faire une comparaison entre ces modèles et le profil type de la zone d'étude.

A. Modèle de Dean (1977)

L'élément essentiel dans le modèle de Dean est le facteur de forme qui dépend du sédiment constituant la plage (A). Pour déduire ce dernier, soit on peut le tirer de tableau II.1, ou bien on le calculant avec les formules II.4, II.5, II.6, sachant que le diamètre des grains les plus dominants dans la zone d'étude est $D=0.16\text{mm}$. Donc pour cela on aura $A=0,0872$.

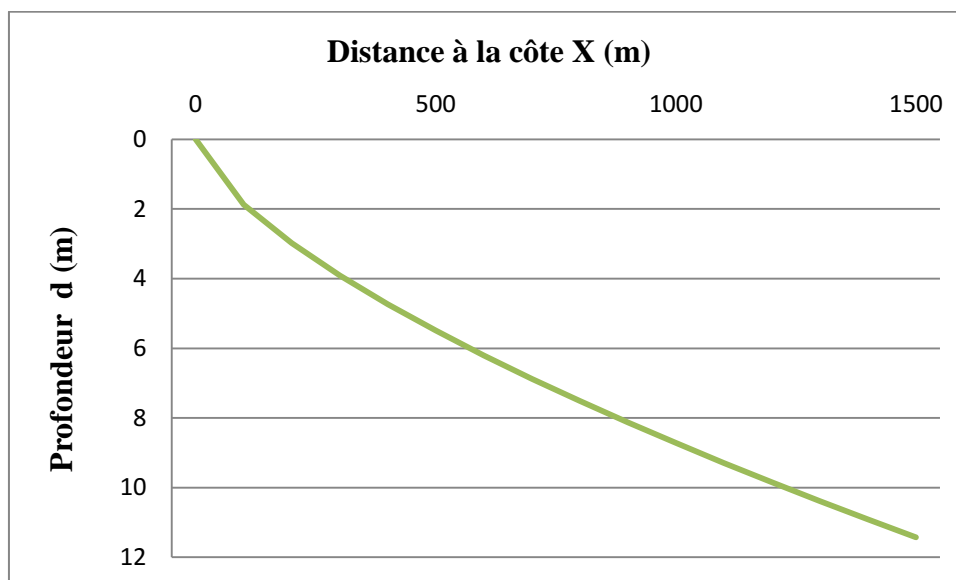


Figure II.9 : Profil d'équilibre de la zone d'étude pour un diamètre des grains $D=0,16\text{ mm}$ avec le modèle de Dean.

La courbe représente un profil concave avec une pente très faible, de l'ordre de $0,44^\circ$, cette dernière est importante tout près de la côte, puis elle s'adoucit en allant vers le large.

B. Modèle de Moore (1982) :

Pour appliquer ce modèle, il faut d'abord déduire le paramètre de forme de profil A à partir de la médiane (D_{50}). Comme la médiane des grains de la zone d'étude $D_{50} = 0,23797$, $D_{50} < 40$ donc $A = 0,41 (D_{50})^{0,94} \implies A = 0,1063$.

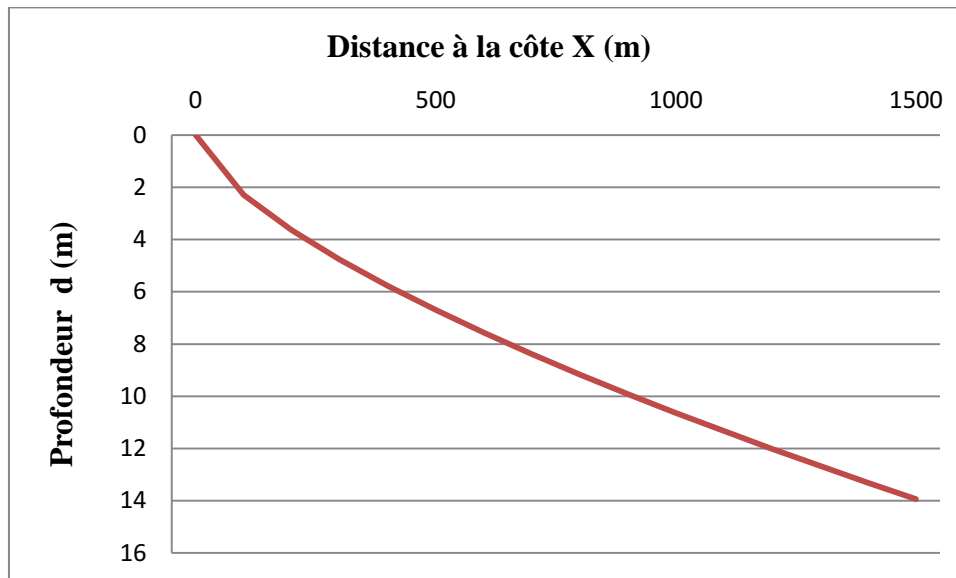


Figure II.10 : Profil d'équilibre de la zone d'étude pour un diamètre des grains $D=0,23$ mm avec le modèle de Moore(1982)

Le profil représenté est d'une forme concave avec une pente moyenne de $0,53^\circ$, elle est importante à côte, puis elle s'alléger en allant vers le large.

C. Modèle de Silvester et Hsu (1993) :

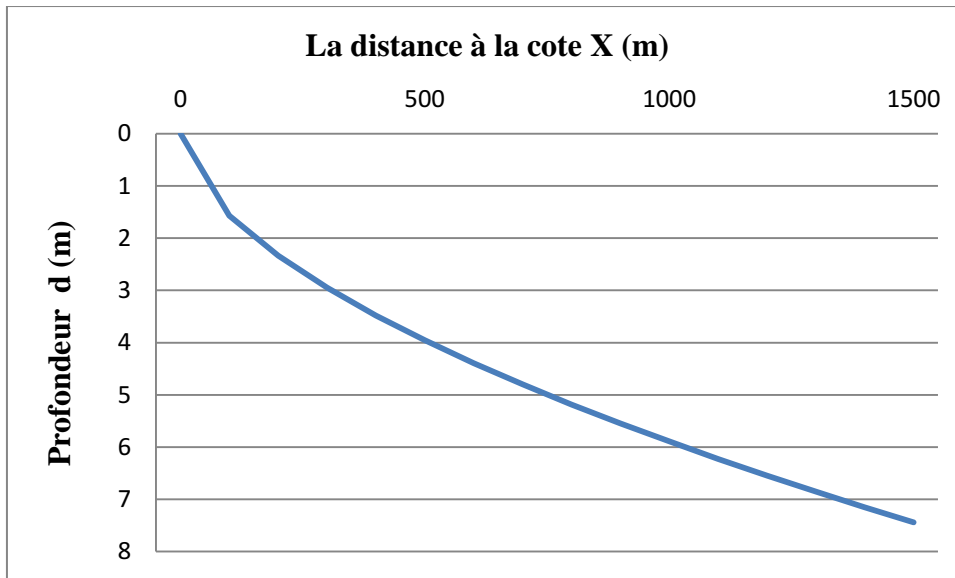


Figure II.11 : Profil d'équilibre de la zone avec le modèle de Silvester et Hsu (1993)

Le profil est d'une forme concave avec une pente moyenne de 0.28° , généralement elle est très faible, dans les premier 100 m de la côte elle est plus ou moins importante, puis elle s'affaiblir en avançant vers le large.

D. Le profil type de la zone d'étude

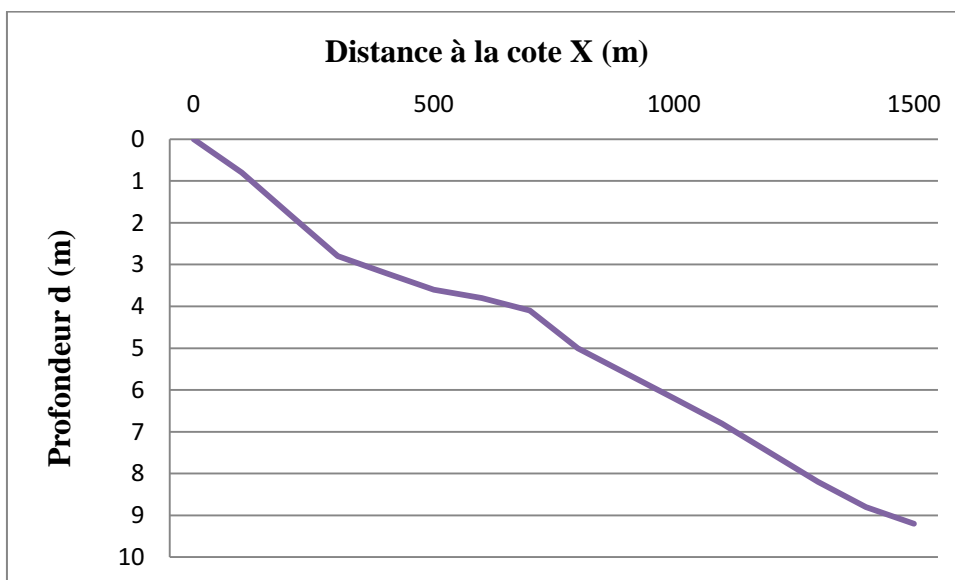


Figure II.12 : Le profil type de la zone d'étude

II.4.4. Comparaison entre les modèles :

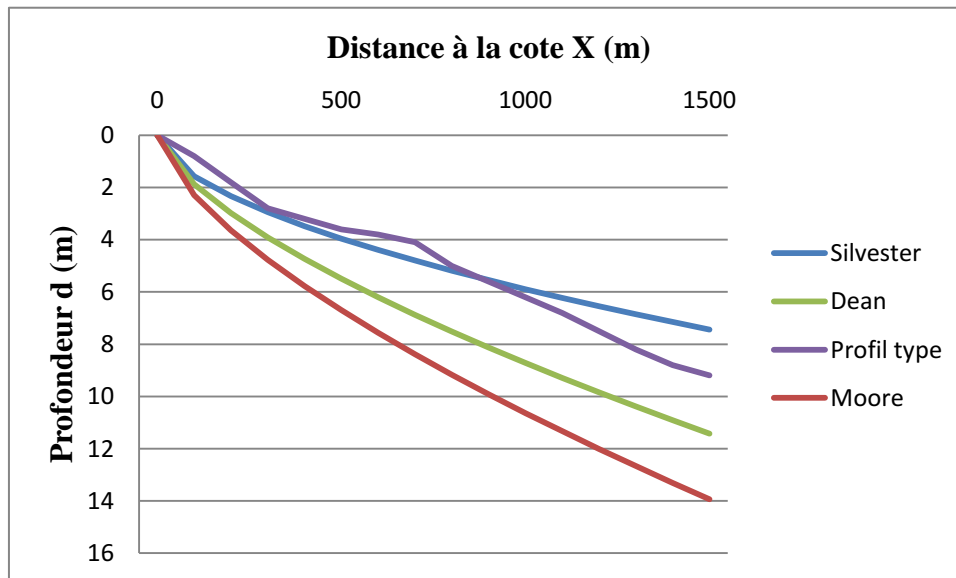


Figure II.13 : Les profils de différents modèles

Les profils des différents modèles représentent des courbes avec une forme plus ou moins concave, sont généralement de même forme, dans les premiers 100 m sont presque superposés puis au-delà, leurs pentes commencent à se différencier. Le profil de Silvester et Hsu qui ressemble mieux au profil type de la zone d'étude dans les premiers 1000 m avec de légères différences puis ils commencent à se diverger.

Cette différence est due essentiellement au paramètre dimensionnel A , qui se varie d'un modèle à un autre (Dean : $A = 0,0872$, Moore : $A = 0,1063$, Silvester et Hsu : $A = 0,111$) et aussi due à la différence de la valeur de m (Dean : $m = 2/3$, Moore : $m = 2/3$, Silvester et Hsu : $m = 0,575$), sachant que les conditions d'obtention de ces modèles telles que la zone d'étude, régime hydrodynamique, caractéristique des sédiments... se différencient aussi d'un modèle à l'autre.

Dans ce présent chapitre nous avons présenté une description des différents processus intervenant et influençant dans le transport sédimentaire en milieux côtiers, ce dernier joue un rôle primordiale dans la détermination des profils d'équilibre des plages. On constate qu'il existe plusieurs modèles qui définissent le changement de la forme d'équilibre des profils.

Chapitre III

Etude morphologique et morphodynamique en fonction de
l'équilibre sédimentaire d'une plage

III.1. Morphologie et morphodynamique

La morphodynamique des plages peut se définir comme l'ensemble des changements morphologiques des plages sous l'effet de facteurs hydrodynamiques, naturels ou anthropiques, contribuant à façonner les côtes (Stive et Roelvink, 1991).

La morphologie des plages et la dynamique des houles forme un système très cohérent, qui présente une dépendance l'un de l'autre.

III.1.1. La morphologie des plages

La plage est classiquement divisée selon un profil amont-aval en différents domaines (Figure III.1).

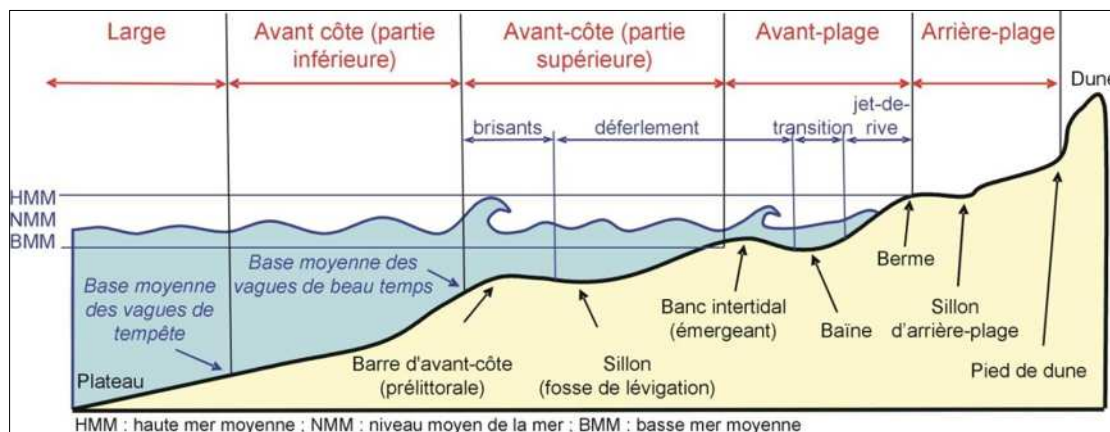


Figure III.1: Schéma général d'un profil de plage (Mugica.J, 2008).

De la côte vers le large, se succèdent le haut de plage (ou arrière-plage), la berme, le système associant barres intertidales et baïnes, et enfin les barres pré littorales (ou subtidales). La position, l'orientation et la morphologie des barres intertidales varient saisonnièrement. Elles sont parallèles ou obliques au rivage, allongées ou elliptiques, soudées à la plage ou isolées. Pendant la période calme (mai à octobre), ces barres migrent vers la plage, et participent à l'engraissement de la berme.

En ce qui concerne la granulométrie, le long de la plage, la répartition de cette dernière n'est pas uniforme et on constate que les matériaux sont en fait triés, les matériaux les plus fins étant situés le plus au large et se grossier en allons vers l'arrière- plage.

Pour la pente générale de la plage, elle est plus forte en haut de plage et plus faible en bas, et celle de ses différentes parties dépendent de l'exposition de la plage aux actions hydrodynamiques (houle principalement) et du matériau lui-même (Mugica.J, 2008).

III.1.2. La morphodynamique

La morphodynamique est l'évolution spatio-temporelle de la morphologie des plages sous l'effet du forçage hydrodynamique .Par l'intermédiaire du transit sédimentaire la plage évolue sous l'action de la mer, en retour modifiée par l'évolution du fond marin (Grasso.F, 2009).

En fonction des facteurs hydrodynamiques, les sédiments peuvent être mobilisés et transportés dans la zone littorale. Ces mouvements sédimentaires sont à l'origine de l'évolution de la morphologie littorale. Ils peuvent provoquer des érosions, des sédimentations ou également la modification des profils de la plage et des petits fonds.

Dans notre travail on se base sur les changements de profil dans la moyenne échelle (saison- année) et les principaux phénomènes dans cette durée, la formation de la barre littoral et sa migration saisonnière (hiver, été).

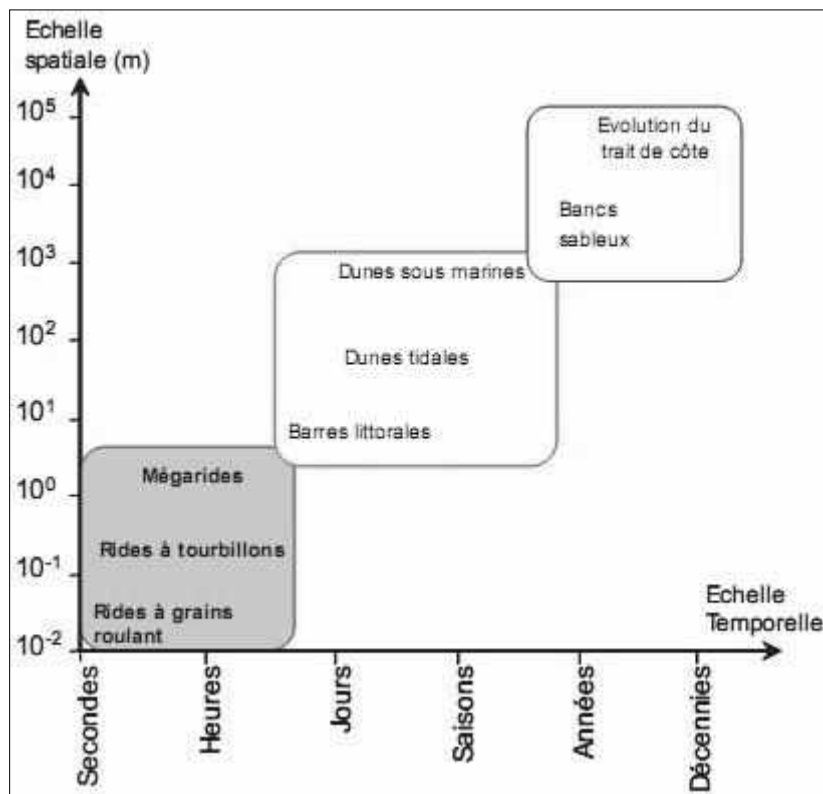


Figure III.2 : Classification spatio-temporelle des formes sédimentaires observées en zone côtière (Marius V., 2007).

D'une part, un mouvement perpendiculaire à la côte dont les moteurs sont la houle dans la zone immergée et le vent dans la zone émergée, et qui se produit pendant des cycles périodiques, le plus important étant le cycle annuel. Lors des tempêtes, la houle érode la plage et la dune, en transportant le sable vers la mer et le déposant dans une barre sableuse proche de la côte. Cette barre formée par les tempêtes joue un rôle protecteur important, elle provoque le déferlement des vagues avant qu'elles n'arrivent à la plage, réduisant ainsi leur action destructive.

Pendant les périodes de calme, la houle de beau temps (moins haute et moins cambrée) fait remonter le sable lentement, de la barre à la haute-plage. Depuis cette zone, le vent transporte le sable vers la dune où il est retenu par une végétation caractéristique. Au cours de ce cycle annuel, la période destructive se produit en peu de temps, quelques jours par an, alors que la période constructive peut être de plusieurs mois.

D'autre part, la bande sableuse subit un transport longitudinal parallèle à la côte, produit essentiellement par la houle et les courants. Lorsque la direction de la houle n'est pas perpendiculaire à la côte, les ondes sont réfléchies vers la mer à leur arrivée sur la côte, mais avec une direction différente. Cet effet continu entraîne une dérive lente de la bande sableuse sédimentaire tout le long de la côte (UICN, 2012).

III.1.3. La morphodynamique et la granulométrie :

Le long de la plage, la répartition granulométrique des matériaux n'est pas uniforme et l'on constate que les matériaux sont en fait triés, les matériaux les plus fins étant situés le plus au large.

La pente générale de la plage, plus forte en haut de plage et plus faible en bas, et celle de ses différentes parties dépendent de l'exposition de la plage aux actions hydrodynamiques (houle principalement) et du matériau lui-même.

La figure 2 permet d'estimer la pente d'une plage en fonction de la granulométrie du sable et de son exposition à la houle.

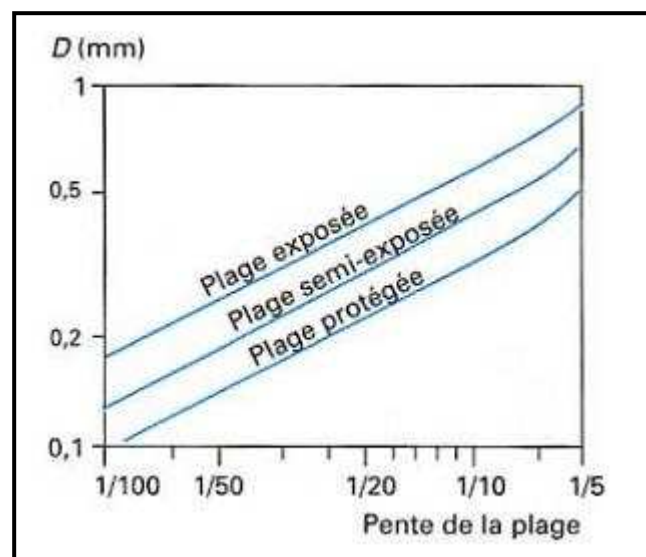


Figure III.3 : Pente naturelle d'une plage en fonction de la granulométrie du sable et de leur exposition à la houle (d'après Sylvester)

Les plages sableuses, sont des environnements dynamiques dont la morphologie évolue continuellement et qui résulte de la superposition de différents processus agissant sur une gamme d'échelle temporelle allant du million d'années à la seconde ce qui nécessite un suivi à différentes échelles spatio-temporelles .

Chapitre IV

Etudes de cas : Plage de Club des Pins

IV.1. Situation géographique

A environ 2Km vers l'Est du port de Sidi Fredj, se trouve le complexe de Club des Pins qui est réalisé sur un important massif dunaire

Se trouvant au centre de la baie d'EL Djamila, La zone de Club des Pins est une bande littorale d'un linéaire de 2Km et d'une largeur d'environ 25m (la plage de Club des Pins), il est limité:

- Au nord par la mer Méditerranée.
- Au sud par la RN° 11, doté d'un palais des nations, hôtel Sheraton, et des habitations.
- A l'est par la plage «Les Dunes ».
- A l'ouest par la plage de Moretti



Figure IV.1: Situation géographique de la zone d'étude (S.H.F.M., 2000 modifiée)

IV.2. Caractéristiques hydrodynamiques

IV.2.1. Etudes des houles

C'est un paramètre hydrodynamique qui dépend directement des vents et qui joue un rôle important dans la zone de déferlement.

- **En hiver** : les houles les plus importantes et les fréquences observées viennent de l'Ouest avec les plus grandes amplitudes entre 2 et 2.5 m. Les houles maximales peuvent atteindre les 4 à 6 mètres (**Figure IV.2**).

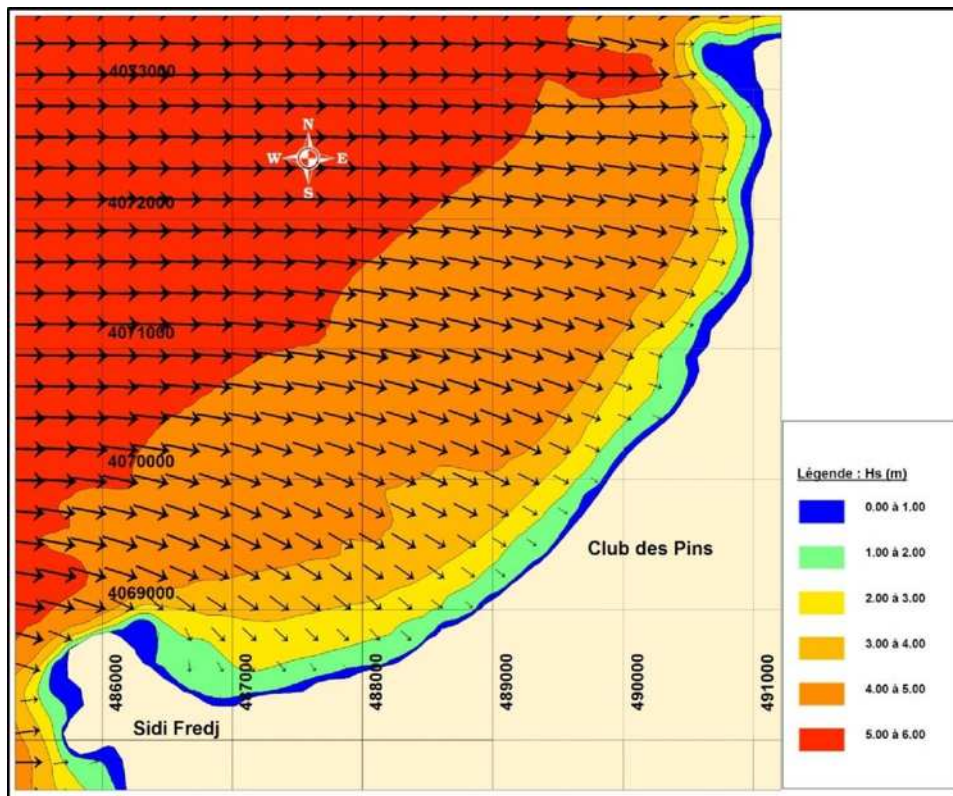


Figure IV.2 : Réfraction de la houle pour une direction 270°N et une période de 10s (LEM, 2009).

- **En été** : les directions les plus observées sont d'origine Est, ainsi que les houles Nord-Est avec une fréquence moins importante et des amplitudes généralement plus faibles, de 0.5 à 1m. Le secteur Nord a une répartition assez régulière durant l'année (Figure IV.3).

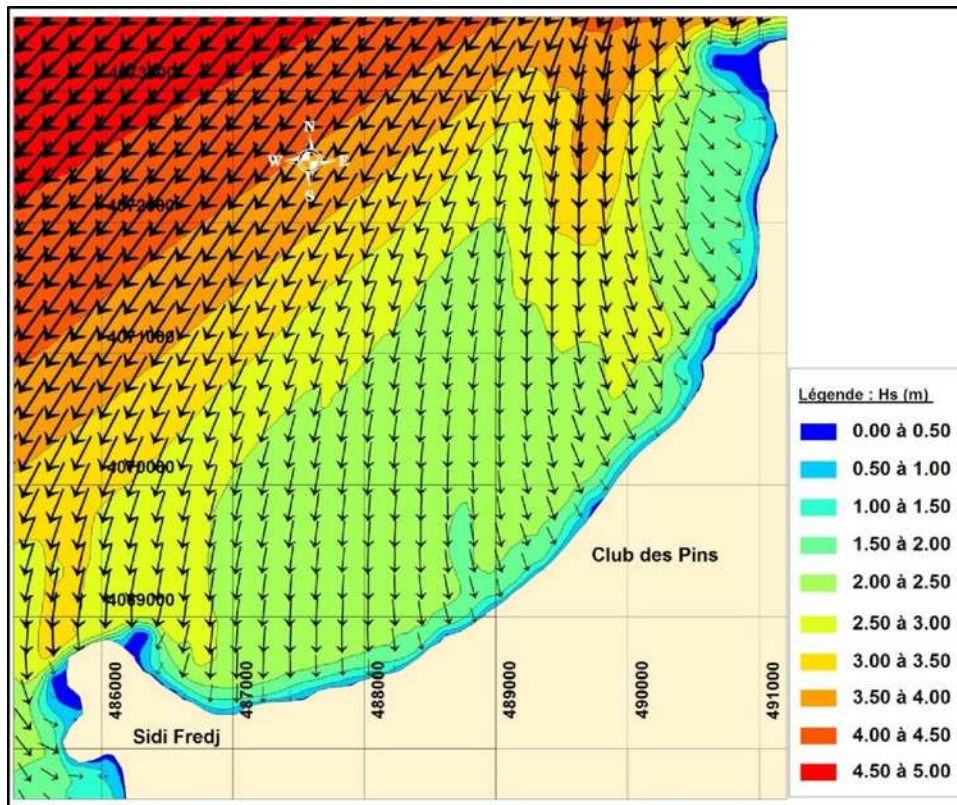


Figure IV.3: Réfraction de la houle pour une direction $45^{\circ}N$ et une période de 10s (LEM, 2009)

IV.2.2. Etudes des courants

Les courants sont responsables de l'état dynamique des sédiments, (érosion, transport et sédimentation).

Dans la représentation graphique des résultats des courants, les vecteurs représentent de par leur sens la direction du courant, leurs longueurs étant proportionnelles au gradient de vitesse.

Les champs de courant (Figure IV.4) sont induits par une houle de direction $270,4 N^{\circ}$ dont leur vitesse près du rivage est comprise entre 0.2-0,8 m/s, Ces derniers transportent des quantités de sable vers la plage.

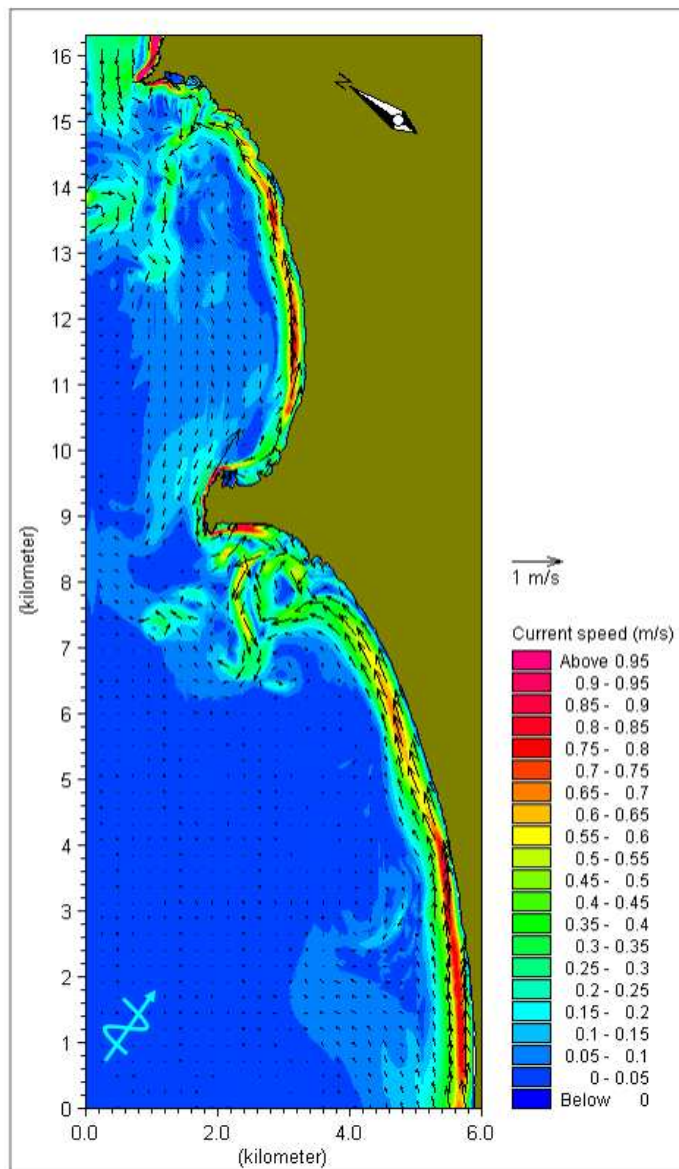


Figure IV.4: Champs de courants sur la plage de Club des Pins
MWD= 270,4 N°, Hs=2,71m (AMIS, 2008).

Où: MWD: Mean Wave Direction.

IV.3. Le transport sédimentaire

Le transit sédimentaire dans la zone d'étude reflète l'activité hydrodynamique observée dans les champs des courants.

Les sédiments ont tendance à s'accumuler vers la côte, c'est la zone exposée à la houle Ouest, qui va se réfracter et arriver au Club des Pins ramenant les sédiments du large vers la côte.

Dans la partie Est de la baie d'El-Djamila le transport semble perturbé, cela est dû probablement au début de déferlement, en effet c'est une zone où le fond et les creux des vagues s'influencent mutuellement où ils définissent des formes de circulation plus au moins tourbillonnaires (Figure IV.5).



Figure IV. 5: Illustration du champ de transport sédimentaire dans la zone d'étude (AMIS ,2008).

IV.4. Etude bathymétrique

IV.4.1. La morphologie sous-marine

La carte bathymétrique montre des isobathes plus au moins régulières, espacées et parallèles à la côte. La morphologie sous marine est régulière jusqu'à l'arrivée au transect A (- 4m), cependant, elle est marquée entre les deux transects **A** et **B** (isobathes -4 m et - 3 m) par la présence de barres régressives comprises entre **P2** et **P4** et des creux plongeants (fosses de lévigation), disposés parallèlement à la côte (Figure IV.6).

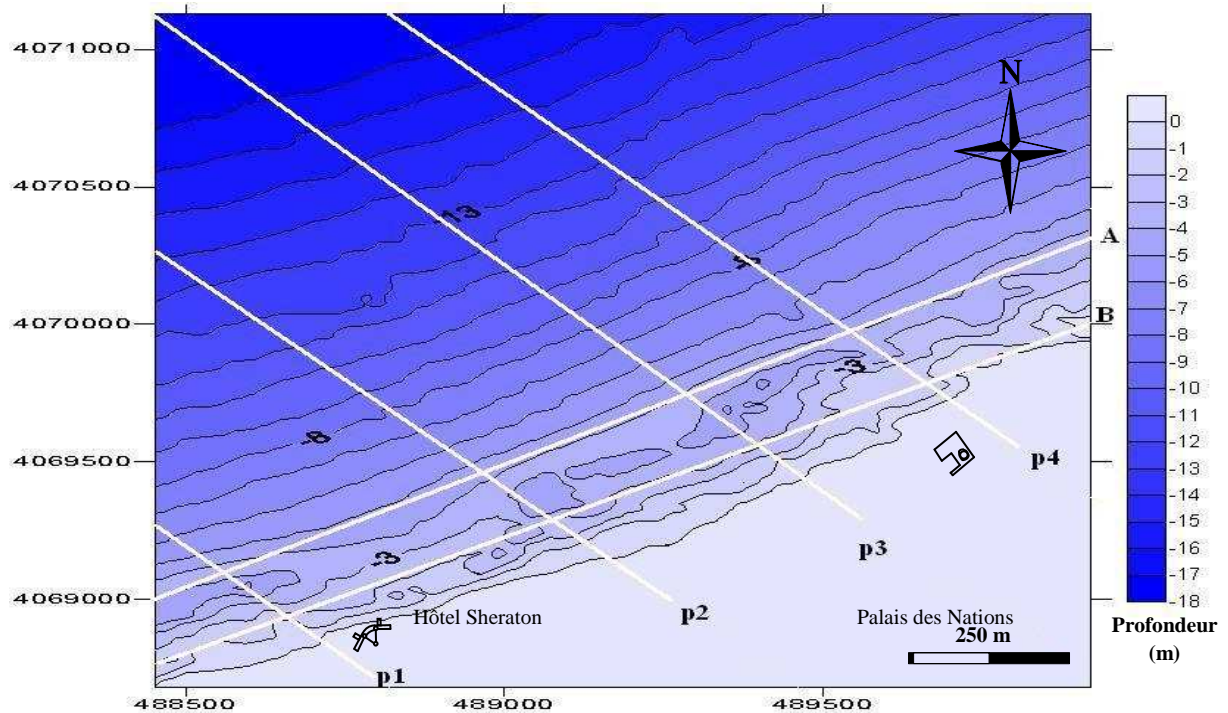


Figure IV.6: Carte bathymétrique de Club des Pins, 2009
(Assasi et Otmani ,2010)

IV.4.2. Les profils

Huit profils sont tracés sur la carte bathymétrique afin d'étudier au mieux la morphologie sous-marine et comprendre l'évolution du fond.

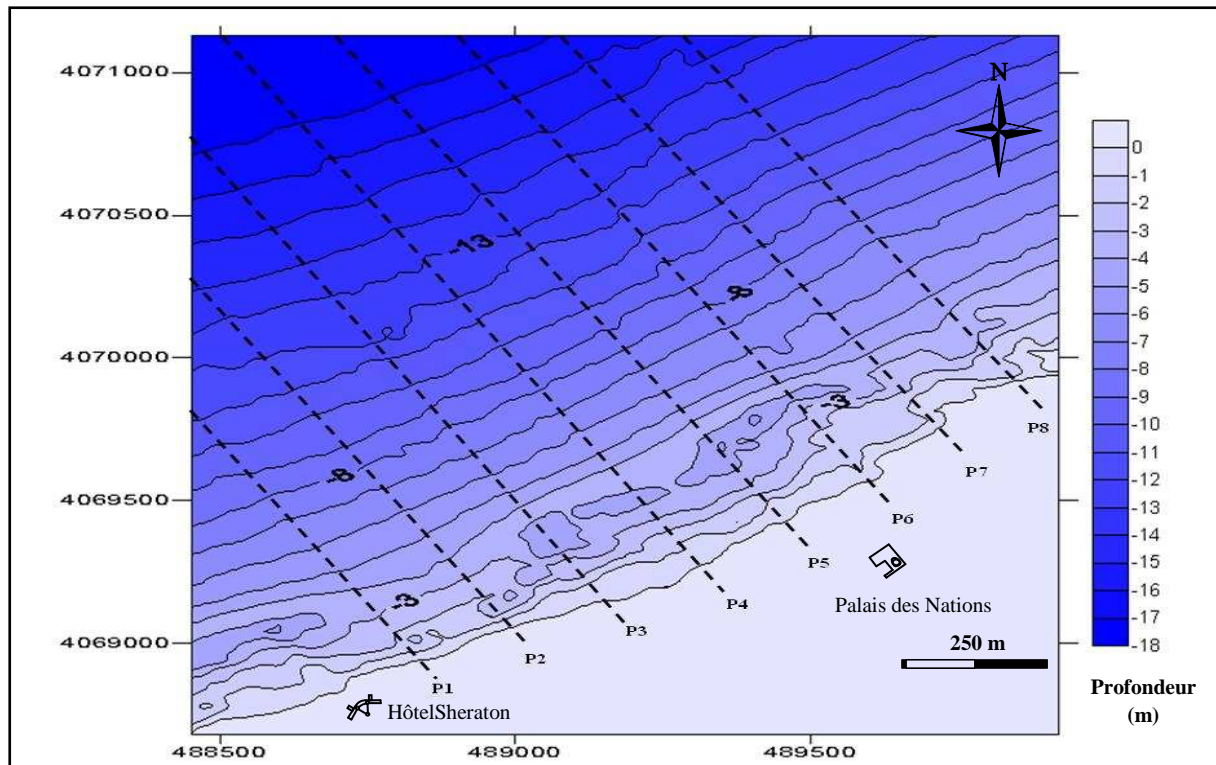
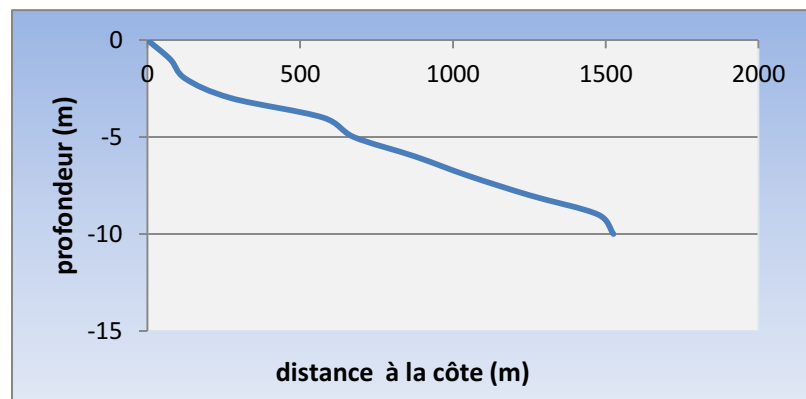


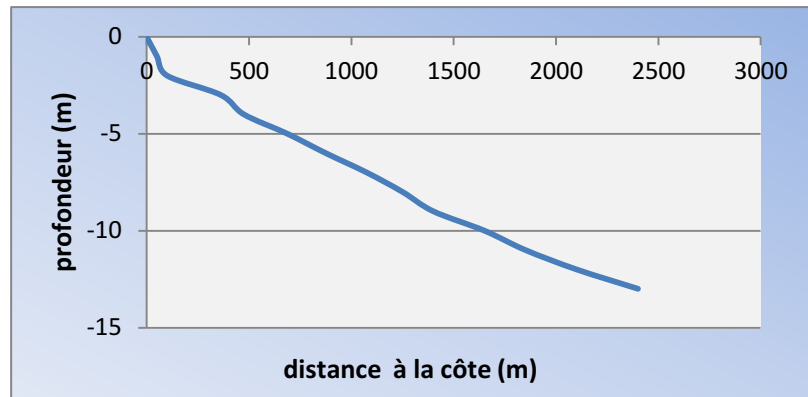
Figure IV.7: Carte bathymétrique et les profils tracés dans le secteur de Club des Pins (Assasi et Otmani ,2010)

• **Profil 01 :**



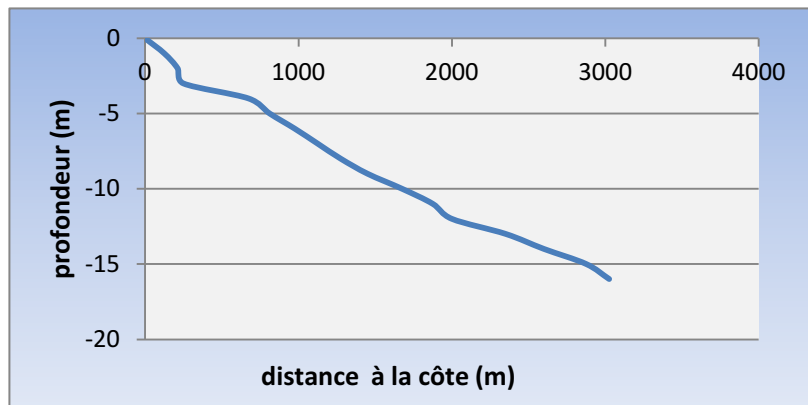
Le profil descend en pente abrupte jusqu'à 2 mètres de profondeur, puis continue à descendre en pente douce jusqu'à -4m où il présente une première rupture de pente modérée, puis il continue à évoluer en pente douce jusqu'à -9m de fond, où s'amorce une seconde rupture de pente allant jusqu'à 12 m de profondeur. La pente générale est de 0,99%.

- Profil 02



Le profil descend en pente abrupte jusqu'à 2 mètres de profondeur, évolue en pente douce sur un mètre de profondeur, puis entame une rupture de pente modérée jusqu'à -4m et continue par un replat vers le large. La pente générale est de 0,91 %.

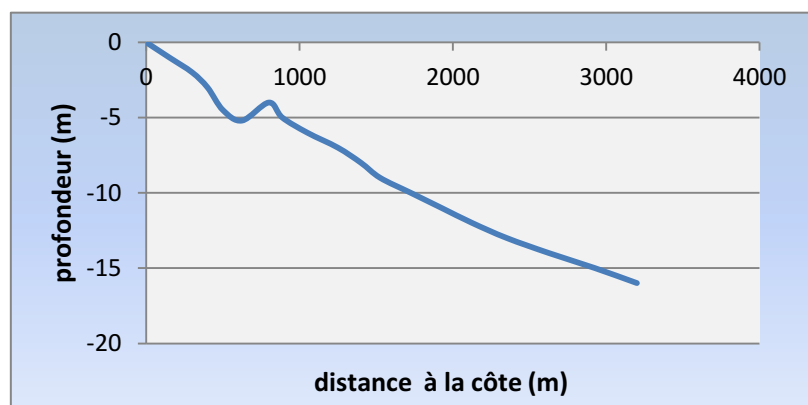
- Profil 03



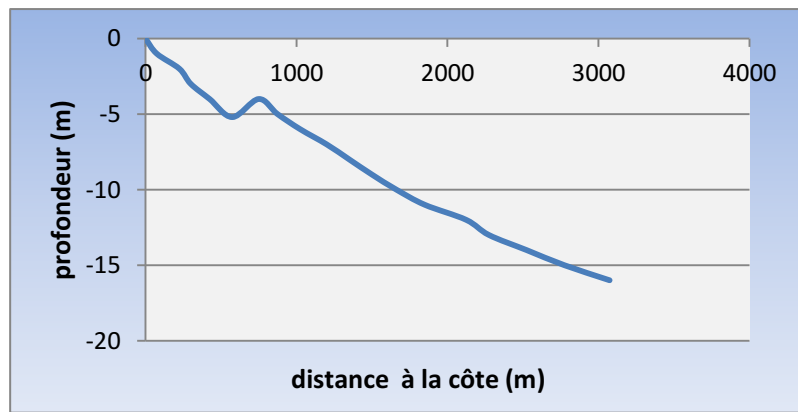
Le profil descend en pente raide qui s'accroît entre -2 et -3 m mètres de profondeur, avance en pente douce, puis entame une rupture de pente à -4m de fond pour descendre en pente douce jusqu'à 11 mètres de profondeur ou il entame une seconde rupture de pente jusqu'à -12m et redescend en pente douce vers le large. La pente générale est de 0,80 %.

- Profil 04 et 05

(4)

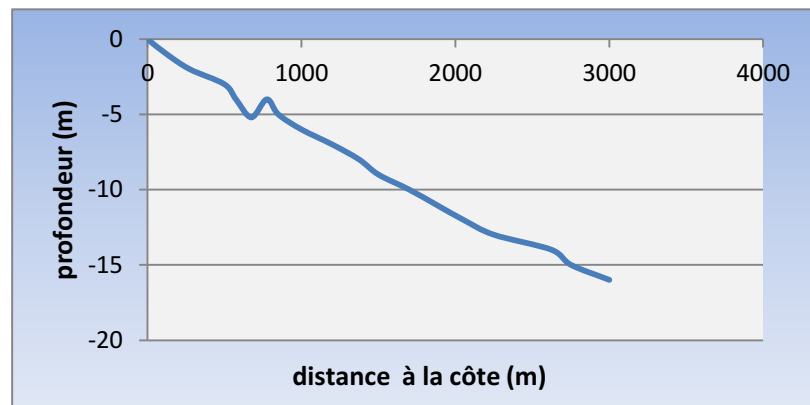


(5)



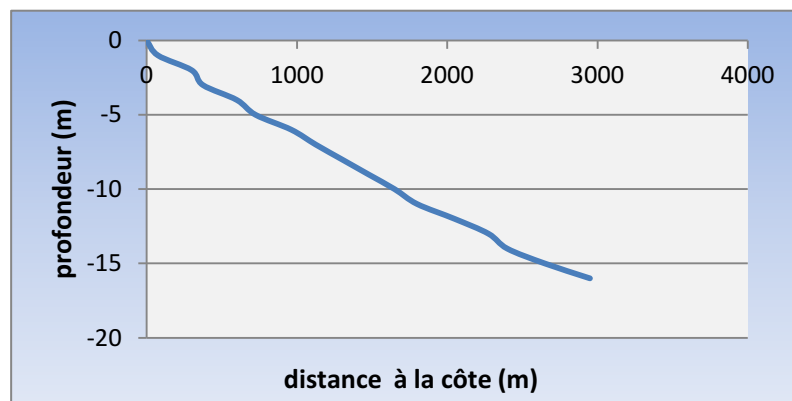
Les profils évoluent normalement en pente douce jusqu'au environ de 3 mètres de profondeur où ils chutent de façon brutale pour former une fosse de lévigation suivi d'une barre de déferlement, vers le large, les deux profils ne présentent aucune morphologie particulière ; ils descendent en pente douce. La pente générale est respectivement de 0,87% et 0.90%.

- **Profil 06**



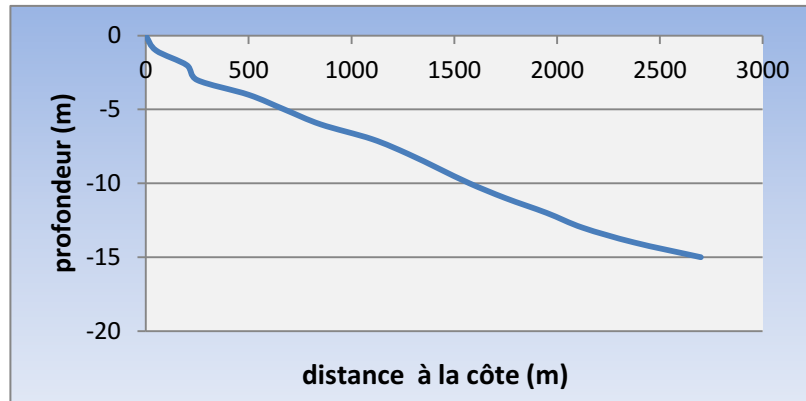
Le profil descend en pente douce jusqu'à -3 mètres de fond où il plonge pour former une fosse de lévigation suivi d'une barre de déferlement, le profil continue à descendre en pente douce vers le large. La pente générale est de 0.90%.

- **Profil 07**



Sur tout le profil, l'évolution se fait en pente douce avec rupture de pente notamment entre -2 et -3 mètres de fond, à -4 mètres et à -13 mètres. La pente générale est de 0,90%.

- **Profil 08**



Le profil descend en pente raide jusqu'à ce qu'il s'accroisse entre -2 et -3 mètres de profondeur, il descend en pente douce, il n'y a aucune morphologie particulière ; il descend en pente douce vers le large. La pente générale est de 0,90%.

- D'une manière générale, le fond marin de notre zone d'étude se caractérise par un relief monotone et étagé par endroits. Les profils **4**, **5** et **6** présentent une morphologie particulière caractérisée par des profils ayant une barre et une fosse disposées parallèlement à la côte. A partir de -4 mètres, les isobathes sont généralement parallèles à la côte, la pente générale du fond est de l'ordre de 1%.

Conclusion générale

Ce travail de synthèse a porté sur l'étude de la morphodynamique des profils transversaux des plages sableuses soumis à l'action des facteurs hydrodynamiques. Notre objectif est de contribuer à l'étude de l'influence du transit sédimentaire sur le profil d'équilibre d'une plage.

Les profils sont découpés en deux parties : au large une pente douce faiblement réfléchive et un haut de plage plus raide produisant plus de réflexion. Ces profils d'équilibre sont plus complexes que les profils concaves de Dean. Ces observations permettraient de reconsidérer la forme des profils d'équilibre « cibles » utilisés par les modèles de morphodynamique et améliorer leurs prédictions.

La formation et la migration de barres sédimentaires d'avant-côte ont été mises en évidence au cours de l'analyse des différents profils. Les résultats montrent que les barres peuvent être formées en différentes positions le long du profil de la plage en fonction du profil initial et de l'hydrodynamique des vagues.

Nous confirmons que le sédiment est généralement transporté vers le large pour des conditions de vagues énergétiques et des formations de barres au large, alors que des vagues modérées et des migrations de barres vers la côte transportent principalement le sédiment vers la côte.

En fin, nous constatons que le transit sédimentaire influe sur le profil d'équilibre de plage via plusieurs facteurs tel que l'hydrodynamisme et le sédiment lui-même.

Bibliographie

AMIS, 2008. Algerian Coast Management through Integration and Sustainability. Coastal characterization of the Wilaya d'Alger, p180-181-231-234.

Assassi.C et Otmani.H, 2010. Etude de protection de la zone de club des pins Mémoire d'ingénieur, ENSSMAL, P 48-49-50.

Bagnold, R.A. (1973), the nature of saltation and "bed load" transport in water, in Proceedings of the Royal Society, p 473-504.

Bodge.K, 1992. Representing Equilibrium Beach Profiles with an Exponential Expression. Journal of Coastal Research .Vol 8 P 47-55.

Brière .C ,2004. Etude de l'hydrodynamique d'une zone côtière anthropisée .L'embouchure de l'Adour et les plages adjacentes d'Anglet. Thèse de doctorat P24-28.

Chauchat .J, 2007. Contribution à la modélisation diphasique du transport sédimentaire en milieux côtiers et estuariens. Thèse doctorat, université de Caen/Basse-Normandie, p 13.

Dean .R, 1977. Equilibrium Beach Profiles .US Atlantic and gulf coasts .Department of civil engineering .Ocean engineering report N°12.

Dean.R, 1983. Models for Beach Profile Response. CRC handbook on beach erosion and coastal processes. P151-166.

Dhellemmes ,1991. Précis sur les vagues. Rapport EDF/ LNH. P15.

Grasso.F, 2009. Modélisation physique de la dynamique hydro-sédimentaire des plages. These de doctorat, Université Joseph Fourier-Grenoble I, P 17-23.

Ingle, J. C. 1974. "The Movement of Beach Sand; An Analysis using Fluorescent Grains," Department of Geology, University of Southern California, Los Angeles, California, Elsevier Publishing Company, New York. p 66.

Inman, D. L and Sheperd 1950. "Edge Waves and Crescentic Bars," Journal of Geophysical Research, Vol 76, No. 76, p 71.

Kamalinezhad .M, 2004. Plages en équilibre morphologique et hydrodynamique associée .Thèse doctorat. P74.

Kriebel et al 1991. Evaluation of beach erosion and accretion predictors proceedings of conference on coastal sediments American society of civil engineers. P 572-587.

Larras.J, 1959. Les profils d'équilibre des fonds de sable sous la mer. Annales des ponts et chaussées .Ministère des travaux publics et du transport. Paris P 391-404.

Migniot.C, Leclerc.J, Bellessort.B, 1976. Action de la houle sur les sédiments. Publications du CNEXO. Etude réalisée par L.C.H.F et le département de sédimentologie, p 14-15-16-17-41-42-113.

LEM ,2009.Etude d'impact dur l'environnement de la réalisation de la plage artificielle d'Al Djamila .P11-12.

Marieu. V, 2007. Modélisation de la dynamique des rides sédimentaires générées par les vagues. Thèse doctorat, Université Bordeaux I, p 12.

Migniot .C, 1977. Action des courants, de la houle et du vent sur les sédiments. La Houille Blanche N^o 1.

Migniot .C, 1987.Manuel sur l'hydrodynamique sédimentaire et l'érosion et sédimentation du littoral. Cours enseigner à l'ENTPE et à la faculté des Sciences d'Orsay –Paris-Sud (tomes 2).

Moore .B, 1982. Beach profile evolution in response to changes to water level and wave height MS. Thesis .Department of civil engineering university of Delaware Newark.

Mugica.J et al, 2008. Etude de l'évolution géomorphologique récente de la cote sableuse aquitaine .Rapport d'étude réalisée dans le cadre des projets de Service public du BRGM .P 14.

Paskoff. R, 1987. Les variations du niveau de la mer. , P 191.

Passkoff.R, 1998. Les littoraux, impact des aménagements sur leur évolution .P 17-18-19.

SDAGE RMC, 2005. Schéma Directeur d'Aménagement et de Gestion des Eaux du bassin Rhône Méditerranée Corse .Connaissance et gestion de l'érosion du littoral, P9.

Sitarz.J, 1963.Côtes africaines .Etude des profils d'équilibre de plage. Travaux du centre de recherche et d'études océanographiques .Tomes III .P 43-62.

Stive.M , Roelvink.J and Vriend.H ,1991. Large scale coastal evolution .Proceedings of the 22nd international conference on coastal engineering .ASCE p 1962.

UICN ,2012. Union internationale pour la conservation de la nature et de ses ressources. Conservation des dunes côtières, Restauration et gestion durables en Méditerranée occidentale P9-10.

Walton.T, 1992. Wave reflection from natural beaches .Coastal engineering .P239-258.

Annexe

Tableau II.1 : Les valeurs de la profondeur en fonction de la distance de la côte, obtenue avec le modèle de Modèle de Silvester et Hsu.

Profondeur (m)	Distance de la côte (m)
0	0
1,56791667	100
2,33569013	200
2,94895198	300
3,47942495	400
3,95576726	500
4,3929873	600
4,80014495	700
5,18322094	800
5,54641577	900
5,89281733	1000
6,22477664	1100
6,54413418	1200
6,85236371	1300
7,15066775	1400
7,44004312	1500

Tableau II.2 : Les valeurs de la profondeur en fonction de la distance de la côte, obtenue avec le modèle de Modèle de Dean.

Profondeur (m)	Distance de la côte (m)
0	0
1,87866705	100
2,98219805	200
3,90778494	300
4,73394432	400
5,49325578	500
6,20322192	600
6,87461706	700
7,5146682	800
8,12852024	900
8,72	1000
9,2920515	1100
9,84700101	1200
10,3867271	1300
10,9127744	1400
11,4264325	1500

Tableau II.3 : Les valeurs de la profondeur en fonction de la distance de la côte, obtenue avec le modèle de Modèle de Moore.

Profondeur (m)	Distance de la côte (m)
0	0
2,29112129	100
3,63692835	200
4,76572433	300
5,77326388	400
6,69927929	500
7,56511582	600
8,38391322	700
9,16448516	800
9,91310609	900
10,634443	1000
11,3320862	1100
12,0088728	1200
12,6670937	1300
13,3086327	1400
13,9350625	1500

Tableau II.4 : Les valeurs de la profondeur en fonction de la distance de la côte, pour la zone d'étude.

Profondeur (m)	Distance de la côte (m)
0	0
0,8	100
1,8	200
2,8	300
3,2	400
3,6	500
3,8	600
4,1	700
5	800
5,6	900
6,2	1000
6,8	1100
7,5	1200
8,2	1300
8,8	1400
9,2	1500